

MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ YAYINLARINDAN

Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei

No. 116

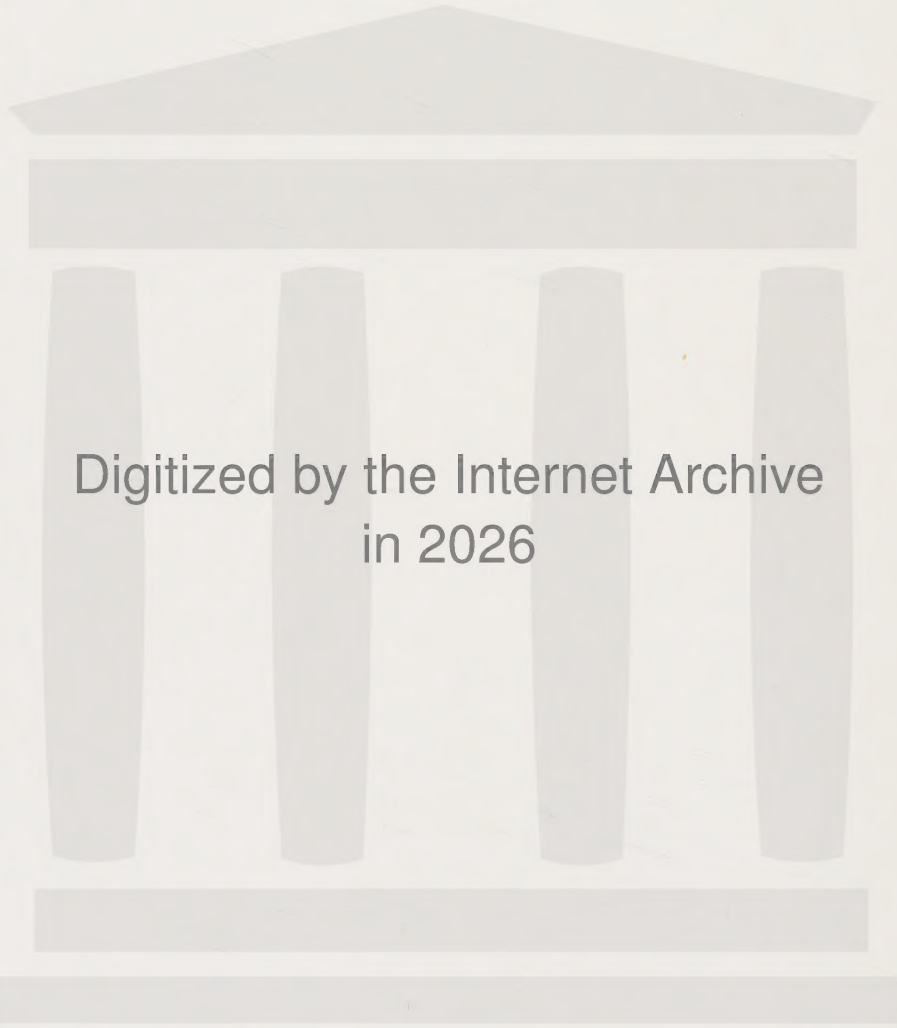
Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen
im Yamanlar-Gebirge nördlich vom Karşıyaka
(Westanatolien)

OSMAN ÖZCAN DORA

München 1964



ANKARA, 1964



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547423_0074

MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ YAYINLARINDAN

Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei

No. 116

Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen
im Yamanlar-Gebirge nördlich vom Karşıyaka
(Westanatolien)

OSMAN ÖZCAN DORA



ANKARA, 1964



*Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Hohen Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität München*

1. Berichterstatter : Prof. Dr. Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter : Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung : 19.2.1964

DRUCKFEHLER

Seite

Titel) von Karşıyaka (statt vom Karşıyaka)

III) Zeile 8 von unten : meiner (statt meines)

VI) Zeile 8 von oben : 7. *Kupferkies* (statt 7. Quarz)

6) Zeile 3 von unten : *Globotruncana* (statt *Globotruncaea*)

10) Zeile 6 von unten : *NNE* (statt *NN*)

14) Zeile 8 von oben : es *sich sicher um* (statt es sicher um sich sicher)

15) Zeile 5 von unten : *An₃₄₋₆₆* (statt *An₆₄₋₆₃*)

16) obere Haelfte : 5 bis 10 cm (statt 5 bis 90 cm)

21) Zeile 1 von oben : *die* Pontiden (statt der Pontiden)

») Zeile 8 von unten : *Zerrungsspannungen* (statt *Zerrungsspalten*)

32) Zeile 6 von oben : *Kaenozoikums* (statt *Kaenozoikum*)

») Zeile 11 von oben : *der* Goldlagerstaetten (statt des Goldlagerstaetten)

33) Mitte : (Nr. 1)⁶ (statt (Nr. 1)⁴)

36) Zeile 7 von unten rechts : in *der* (statt in den)

48) Zeile 10 von unten : *SMIRNOW* (statt *SMIRNON*)

49) Zeile 2 von unten : *Metallverteilung* (statt *Melallverteilung*)

57) Zeile 4 von oben : *niedrigthermale^m* (statt *niedrigthermalen*)

») Zeile 5 von oben : *Antimonitgaengen* (statt *Antimonitgaenge*)

») Mitte : *Erzreserven*; Nr. 27 (statt *Erzreserve*; Nr. 17)

58) Zeile 8 von oben : *oberkretazischer* Flysch (statt *oberkretazischen* Flysch)

59) Zeile 12 von oben : in den (statt in dem)

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER anlässlich eines gemeinsamen Gutachterbesuchs der Goldlagerstätte vom Arapdağ.

Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER möchte ich an dieser Stelle meinen ergebenen Dank abstaten für seine sachliche und kritische Anleitung sowie sein stets reges Interesse, mit dem er den Fortgang der Arbeit verfolgte und förderte.

Dem Staatlichen Lagerstättenforschungsinstitut der Türkei (M.T.A. Enstitüsü), vor allem Herrn Generaldirektor Doz. Dr. S. ALPAN, schulde ich grossen Dank für die Weitergewährung des Stipendiums während meines Promotionszeit.

Bei Herrn Univ.-Doz. Dr. H. J. SCHNEIDER bedanke ich mich für seine wertvolle Hilfe in Fragen der Tektonik.

Herrn Dr. J. F. BODECHTEL danke ich besonders herzlich für seine freundlichen Bemühungen bei der sprachlichen Korrektur des Manuskripts.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Studienkollegen und den zahlreichen Institutangestellten, die mir während der Abfassung dieser Arbeit durch Rat und Tat zur Seite standen, meinen Dank aussprechen.

INHALTVERZEICHNIS

V

IV. 2.1. Die Gold-Quarzgänge	33
IV. 2.2. Die Blei-Silbererzgänge	34
IV. 2.3. Die Antimonglanzgänge.....	36
IV. 3. HYDROTHERMALE BEEINFLUSSUNG DES NEBENGESTEINS	36
IV. 4. MINERALOGIE UND PARAGENESE DER ERZGÄNGE	38
IV. 4.1. Die Gold-Quarzgänge des Arapdağ	38
1. Pyrit, 2. Arsenkies, 3. Markasit, 4. Hämatit,	
5. Zinkblende, 6. Bleiglanz, 7. Quarz, 8. Fahlerz,	
9. Bournonit, 10. Bleiantimonsulfide, 11. Edle Silbererze,	
12. Sylvanit, 13. Elektrum, 14. Sekundäre Mineralien,	
15. Gangarten.	
IV. 4.2. Die Blei-Silbererzgänge vom Sancaklı-Brunnen	48
1. Bleiglanz, 2. Pyrit, 3. Sekundäre Mineralien,	
4. Gangarten.	
IV. 4.3. Die Antimonglanzgänge vom Pilav tepe	48
1. Antimonglanz, 2. Zinnober, 3. Pyrit, 4. Gangarten.	
IV. 5. ZONALE MINERALVERTEILUNG AUF DEN ERZGÄNGEN	49
IV. 5.1. Zonale Anordnung der Vererzung im Lagerstättenbezirk vom	
Karşıyaka	49
IV. 5.2. Primäre Teufenunterschiede	50
IV. 5.3. Sekundäre Teufenunterschiede	53
IV. 6. ZEITLICHE FOLGE DER MINERALBILDUNG	53
IV. 7. GENETISCHE DEUTUNG DER VERERZUNGEN	54
IV. 8. DIE BERGBAULICHEN AUSSICHTEN DER VORKOMMEN	57
V. ZUSAMMENFASSUNG	57
LITERATURVERZEICHNIS	61
LEBENS LAUF	64
TAFELN	65
ANLAGEN	69

I. EINLEITUNG

I. 1. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Die ägäische Küste Anatoliens hebt sich durch die äusserst intensive Gliederung vom einfach gestalteten Schwarzmeer- und Mittelmeerstreifen deutlich ab. Zahlreiche Golfe (Golf von Saros, Edremit, Çandarlı, İzmir, Mandalya, Kos u.a.) schneiden tief in das Land ein. Schliesslich verbinden die Meeresengen Dardanellen und Bosporus das binnenländische Schwarzmeer und das Marmarameer mit der Ägäis und dem Mittelmeer. Entsprechend den Golfen kommen auch zahlreiche Halbinseln (H. v. Gelibolu, İzmir, Mykale, Halikarnassos, Knidos u.a.) vor, die ihre Fortsetzung im ägäischen Archipel finden.

Die Gebirgszüge, die sich nach einem schmalen Küstensaum erheben, haben im allgemeinen mittlere morphologische Höhen (Kazdağ 1767 m, Bozdağ 2167 m, Madran dağı 1792 m) und werden in E-W-Richtung von den Flüssen Gediz (i. A. Hermos), kleiner Mäander sowie grosser Mäander durchbrochen, die jeweils parallel laufende Grabenzonen markieren.

Das Arbeitsgebiet liegt zwischen dem Golf von İzmir und dem Gedizfluss im Gebirgszug des Yamanludağ (s. Abb. 1), der an der nördlichen Begrenzung des Gebietes in den beiden Gipfeln Büyükçamlar tepesi mit 995 m sowie Kara tepe mit 1075 m kulminiert. Im Westen und Osten wird es von NNE streichenden Gebirgszügen begrenzt, die eine allmähliche Abdachung zum Golf von İzmir und zur Alluvialebene von Bornova aufweisen. Diese beiden geographischen Einheiten bilden auch die südliche, natürliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Das eigentliche Kartierungsgebiet bedeckt eine Fläche von mehr als 100 km².

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt durch die meist SSW verlaufenden, nur im Winter wasserführenden Bäche, wie z.B. Koca dere, Ilıca deresi sowie Kocaçay deresi. Die Täler folgen hauptsächlich tektonisch angelegten Linien.

Das Gebiet liegt im Bereich des Mittelmeerklimas mit ausgesprochen trockenen Sommern und regenreichen Wintern. Die aus niedrigen Kiefern bestehenden Wälder können an Stellen, die von menschlichen Eingriffen verschont blieben, bis zur Küste hinabreichen. Sonst sind die tiefer liegenden Regionen bis 300-400 m Höhe von einem dichten Buschwerk, der Macchia bedeckt, die kaum mehr als einen halben Meter hoch wird.

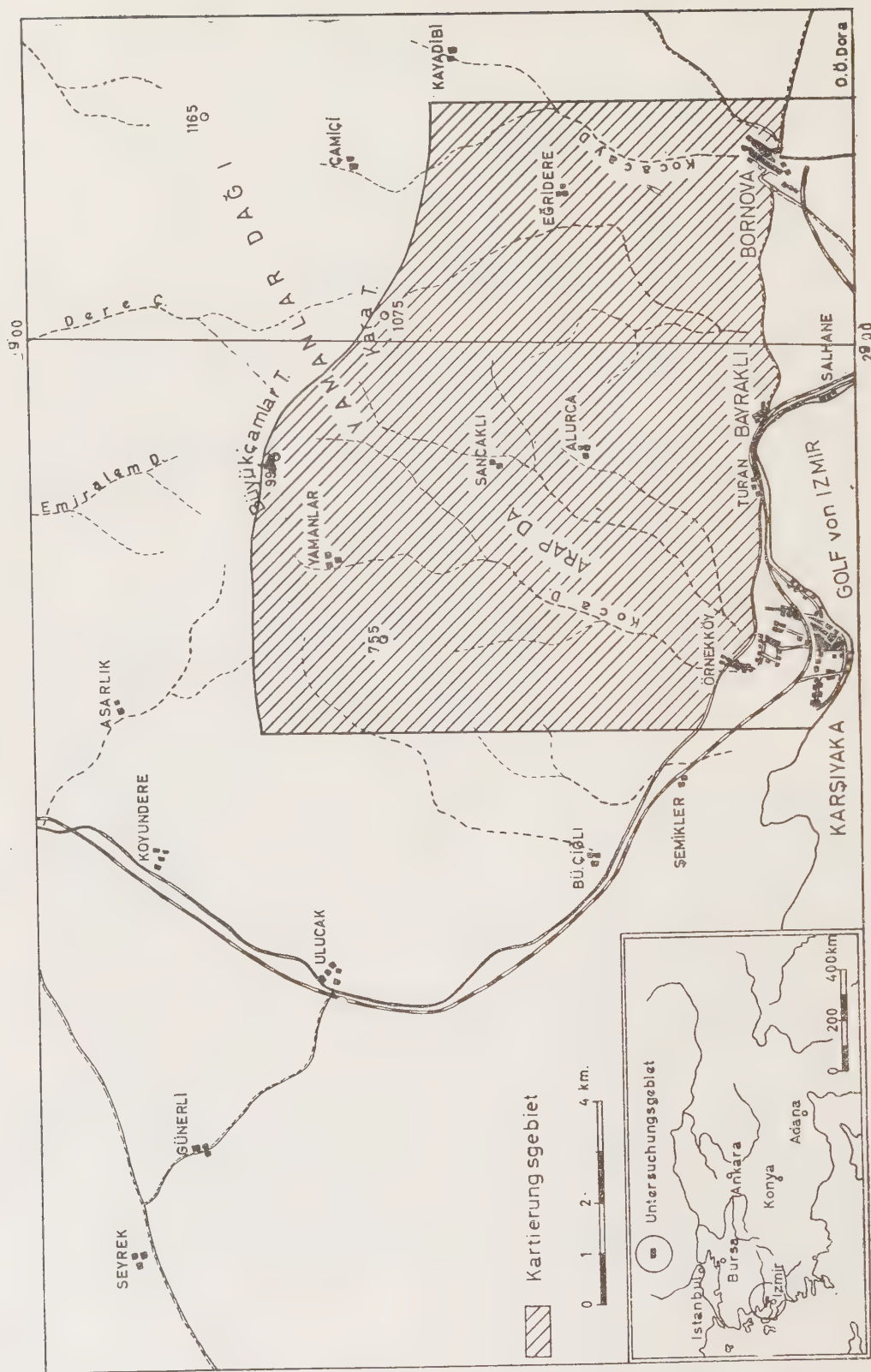


Abb. 1 - Index-Karte des Gebietes nördlich von Karşıyaka.

I. 2. PROBLEMSTELLUNG

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit war es, die magmatischen, stratigraphischen, geotektonischen sowie metallogenetischen Zusammenhänge im Gebiete nördlich von Karşıyaka, unter besonderer Berücksichtigung der dort vorkommenden Goldquarz-Lagerstätten zu klären. Das Hauptgewicht der Untersuchungen lag vor allem darin, Kenntnis vom Ablauf des magmatischen Geschehens sowie von der Magmenzugehörigkeit der Vulkanite zu gewinnen, um daraus auf die Lagerstättenogenese zu schliessen. Zum anderen mussten die Stratigraphie, die zeitliche Einordnung des Magmatismus und der Bauplan des Gebietes geklärt werden, um für die Planung weiterer Prospektionsarbeiten eine brauchbare Grundlage zu erreichen.

In enger Zusammenarbeit mit der an den erwähnten Goldquarzvorkommen bereits Aufschlussbohrungen durchführenden Truppe des M.T.A. Instituts (Lagerstättenforschungsinstitut der Türkei), konnte der Verfasser in den Sommermonaten 1962 (Mai bis November) eine geologische Kartierung im Gebiete nördlich von Karşıyaka im Masstab 1 : 25 000 durchführen. Die Hauptvorkommen wurden noch, soweit Kartenunterlagen zur Verfügung standen, im Masstab 1 : 500 aufgenommen.

Die vom Gelände mitgenommenen Mineral- und Gesteinsproben wurden vom Verfasser im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München untersucht.

I. 3. ÄLTERE ARBEITEN UND ANSICHTEN

Die ersten geologischen Angaben über Westanatolien finden wir in den Reiseberichten von HAMILTON & STRICKLAND (1840) und TCHIHATCHEFF (1887), wobei der letztere von den trachytischen Gesteinen in der Umgebung von Menemen berichtet.

Erst mit PHILIPPSON und PENCK beginnt die genauere geologische Durchforschung Westkleinasiens.

PHILIPPSON (1918) untersuchte insbesondere in Westkleinasien die Zusammenhänge zwischen den jüngeren Gebirgen und den alten, als vorpaläozoisch angenommenen lydisch-karischen (Menderes) sowie galatisch-lykaonischen (zentralanatolische Zwischenmasse) Massiven. Dabei unterscheidet er im Nordwesten der lydisch-karischen Masse ein NNE streichendes ost-ägäisches Faltengebirge, das auch unser Arbeitsgebiet einschliesst. Die Vulkanite des Yamanlardağ bezeichnet er als neogene Andesite und quarzfreie Dazite.

PENCK (1918) unterscheidet äussere bzw. innere tauridische Zonen, die sich südlich und nördlich um die lydisch-karische Masse herumschlingen und die Fortsetzung der äusseren bzw. inneren Dinariden auf dem anatolischen Boden darstellen. Das ost-ägäische Faltenbündel (westanatolisches Faltenbündel) betrachtet er als eine besondere Zone zwischen den inneren Tauriden im N und der lydisch-

karischen Masse im S, «die den Stempel der Abhängigkeit vom Zentralmassiv, das es umschmieg, trägt». Der Anfang des Vulkanismus in Westkleinasien dürfte nach PENCK (1918) kaum vor dem Mittelmiozän liegen.

CHAPUT (1936) beobachtete in der Umgebung von Manisa, dass die unteren Schichten des Neogens von Andesiten durchsetzt und kontaktmetamorph verändert wurden, während die hangenden Neogenablagerungen Andesite überdecken und Komponenten derselben enthalten.

BLUMENTHAL (1946) berichtet in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Türkei im Masstab 1 : 800 000, dass sich eine Randzone paläozoischer Gesteinsserien (Phyllite u.a.), die auf den ägäischen Inseln datierte Formationen (Devon, Karbon) aufweisen, um das hochmetamorphe Menderes-Massiv herumlegen. Weiterhin glaubt er eine leichte Anlehnung der jungen Effusiva an die varistische sowie alpine Hauptrichtung zu erkennen.

CANET & JAOUL (1946) stellen die kristallinen Schiefer von Manisa, die hauptsächlich aus Serizitschiefern, Quarziten und Grauwacken bestehen und auch in unserem Gebiet auftreten, ins Permokarbon.

KALAFATÇIOĞLU (1961) erwähnt von der Halbinsel Karaburun kristalline, dunkle durch Fossilien belegte Unterkarbon-Kalke sowie eine darunterliegende, wahrscheinlich devonische Serie, die aus Konglomeraten, Grauwacken, Arkosen, Schiefern, Quarziten und kristallinen Kalken aufgebaut wird.

AKARTUNA (1962), der die südlichen Anschlussgebiete im Masstab 1 : 100 000 geologisch aufgenommen hat, stellt die Hauptmasse der Vulkanite ins Mittelmiozän.

Auf die Berichte von WEISS (1896), MOLLY (1956), die sich allein mit den Golderzvorkommen vom Arapdağ, aber sehr wenig mit der Geologie der Umgebung der Lagerstätte befassen, wird im Kapitel über die Lagerstätten näher eingegangen.

II. GESTEINSSERIEN DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

II. 1. DER PALÄOZOISCHE UNTERBAU

Im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes — in der Umgebung von Yamanlar köyü — finden wir den Unterbau des Gebietes mit stark gefaltetem Kristallin. Das hier als ein zusammenhängender Komplex eine fast 2 km² grosse rundliche Fläche einnehmende Kristallin taucht allseitig unter die neogenen, jungen Vulkanite ab. Es tritt erst wieder nördlich der Wasserscheide der andesitischen Rücken auf, wo es grössere Gebiete aufbaut. In Form von vereinzelt Schollen ist es auch in den Taleinschnitten der Vulkanite oft anzutreffen. Im Osten des Gebietes findet sich ein schmaler Streifen paläozoischer Formationen, die, tektonisch bedingt, den oberkretazischen Schichten aufzulagern scheinen.

Die kristallinen Schiefer sind in der Regel Phyllite und Tonschiefer; dazu treten untergeordnet schwachmetamorphe Quarzite, Grauwacken sowie kaum umgewandelte Arkosen, die alle mit Tonschiefern wechsellagern.

Sowohl in den Schieferungsebenen als auch diskordant dazu, enthalten die Phyllite Quarzlinsen, die 0,5 bis 5 cm Dicke und 0,1 bis 2 m Länge erlangen können. Sie sind Mobilisationsprodukte der Metamorphose, die parallel der Gleitebene oder in den Zerrungs- sowie Scherungsklüften zur Ausscheidung kamen.

U.d.M. zeigen phyllitische Partien reichlich in Schieferungsrichtung eingeregelter Erzschiefer, linsenförmigen Quarz, Serizit sowie untergeordnet Albit- und Orthoklaskristalloblasten. Die Zwillings Ebenen (010) mancher Albite bilden mit der S-Richtung verschiedene Winkel, was auf komplizierte kristallographische Orientierungsregeln der Feldspäte bei der Metamorphose hinweist. Meist werden die Feldspäte stark serizitisiert und kaolinisiert. Untergeordnet finden sich noch Titanit, Rutilnadeln sowie Turmaline, die mehr oder weniger parallel der Gleitebene orientiert sind. Das fein- bis mittelkörnige, deutlich geschieferte Gestein wurde *Quarz - Serizit - Phyllit* benannt.

Die Grauwacken und Arkosen bilden dickere (10 bis 50 cm) Bänke und verraten ihre Schieferung nur durch die dazwischengeschalteten Tonschiefer.

U.d.M. bestehen sie aus eckigen bis leicht gerundeten Quarzen, Plagioklasen (27 bis 36 % An), selten Orthoklasen, Muskoviten sowie gebleichten Biotitschuppen. Daneben treten akzessorisch idiomorphe bis gerundete Zirkone, Rutilkristallbruchstücke, Leukoxen sowie Erz auf. Die Feldspäte, die Apatiteinschlüsse haben können, sind weitgehend serizitisiert, kaolinisiert und calcitisiert. Auch Chlorit (Pennin) findet sich sekundär. Die tektonische Durchbewegung des Gesteins macht sich in der undulösen Auslöschung und der anomalen Zweiachsigkeit der Quarze sowie der Deformation der Muskovite bemerkbar. Die Risse wurden mit Calcit verheilt. Das heterogene Bindemittel setzt sich aus Calcit und Tonsubstanz sowie wahrscheinlich vulkanischem Material zusammen. Das Gefüge der fein- bis mittelkörnigen Gesteine ist pflasterartig, kataklastisch.

Auch die Tonschiefer setzen sich aus annähernd den gleichen Komponenten wie die Phyllite zusammen. Nur liegen die Dimensionen der einzelnen Individuen im krypto- bis mikrokristallinen Bereich.

PHILIPPSON (1918) beschreibt aus den nördlichen Nachbargebieten in der gleichen Serie eingeschaltete grüne Porphyre und Porphyrtuffe sowie diese diskordant durchsetzende diabasische Eruptivgesteine, die in unserem Gebiet nicht angetroffen wurden.

Für Aussagen bezüglich des Alters und der geologischen Stellung dieser Serie sind wir auf regionale Zusammenhänge angewiesen, da zur genauen Einstufung Fossilien fehlen. Lithologisch und geotektonisch ähnliche Formationen wurden — vom Süden nach Norden — auf der Insel Chios (PAECKELMANN 1939), auf der Halbinsel Karaburun (KALAFATÇIOĞLU 1961), in den nord- und nordöstlichen Nachbargebieten (CANET & JAOUŁ 1946), in der Balya-Maden-Region (PHILIPPSON 1918) sowie in der Umgebung vom Kazdağ bzw. südlich von Bursa (KAADEN 1959) festgestellt. Sowohl auf Chios und Karaburun als auch im Kazdağ- und Balya-Terrain soll diese Serie unter den permokarbonen, fossilienführenden, dunklen halbkristallinen Kalken liegen.

Der geringe Metamorphosegrad — epidynamometamorphe Schiefer und halbmétamorphe bis nicht metamorphe Grauwacken und Arkosen — sowie Analogieschlüsse erlauben es, sie zu den Gliedern des variskischen Gebirges zu stellen, das sich als eine nordwestliche Randzone um das hochmetamorphe, als prävariskisch angenommene Menderes-Massiv herumschlingt.

Im südlichen Anschlussgebiet wurden lithologisch sehr ähnliche Gesteine von AKARTUNA (1962) als oberkretazischer Flysch zusammengefasst. Er stützt sich dabei auf die von ihm angeblich zwischen kristallinen Schiefen festgestellten oberkretazischen Kalklinsen. Auch wir fanden die gleichen oberkretazischen Kalke, die aber entweder als Relikte ehemaliger Riffe auf Tonschiefen aufsitzen oder leicht in diese eingefaltet sind, was ja bei den sehr mobilisierbaren tonhaltigen Gesteinen bei tektonischen Beanspruchungen nicht verwunderlich ist. Wie auch PHILIPPSON (1918) möchten wir daher zumindest die kristallinen und halbkristallinen Glieder (Phyllite, Tonschiefer, Grauwacken, Arkosen u. a.) des von AKARTUNA (1962) als «oberkretazischer Flysch» auskartierten, zwischen dem Golf von İzmir und dem Golf von Kuşadası hinziehenden fast 450 km² grossen Gebietes, als das Äquivalent unseres Paläozoikums im Süden betrachten (s. auch den nächsten Abschnitt und die Tektonik).

II. 2. DER JUNGMEZOZOISCH-KÄNOZOISCHE OBERBAU

II. 2. 1. Die Sedimentgesteine

Am sedimentären Oberbau des bearbeiteten Gebietes beteiligen sich als älteste Bildungen oberkretazische Massenkalk. Die unmittelbare Auflagerung jüngerer Sedimente auf das Kristallin ist nirgends aufgeschlossen, so dass der Beginn der Transgression nicht exakt fixiert werden kann.

KALAFATÇIOĞLU (1961) von der Halbinsel Karaburun und KAADEN (1959) von der Halbinsel Biga berichten, dass die Transgression des Tethysmeeres in jenen Bereichen bereits in der Trias einsetzte.

II. 2. 1. 1. Oberkretazische Massenkalk. — Im Osten des Untersuchungsgebietes sind schlecht geschichtete, riffartige, hell- bis dunkelgraue Massenkalk aufgeschlossen. Sie werden bis etwa 500 m mächtig.

U. d. M. zeigen die unteren Partien hauptsächlich feinkörnigen Kalk und untergeordnet Opaksubstanz sowie Tonsubstanz. Sie werden von mm-dünnen, sekundären, kristallinen Calcitgängen durchsetzt.

Aus diesen massigen Kalken wurden folgende Mikrofossilien bestimmt :¹

Globotruncana lapp. lapp. BROTZEN

Globotruncana cf. *arca* (CUSHMAN)

Globotruncana cf. *andori* DE KLASZ

¹ Hier möchte sich der Verfasser bei Herrn Dipl. Geol. U. PFLAUMANN für die Bestimmung der oben erwähnten Mikrofossilien bedanken.

Globotruncana tricarinata (QUEREAU)

Globigerinella sp.

Heterohelix sp.

Auf Grund dieser Fauna wird ein *santones* Alter belegt.

Zum Hangenden gehen die massigen Kalke in dünnbankige (5-10 cm) und rötlich gefärbte über. Auch finden sich rötliche, brekziöse Lagen sowie leicht dolomitisierte Bänke. Mergelige, dünnbankige Schichten enthielten folgende Mikrofauna (Bestim. von U. PFLAUMANN) :

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Globotruncana citae BOLLI

Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT)

Globigerinella sp.

Heterohelix sp.

höhere Heteroheliceida

Globigerina sp.

Diese Fauna gestattet eine Einstufung in das *Maastricht*.

II. 2. 1. 2. Oberkretazische Psephite. — Im Hangenden der oben beschriebenen oberkretazischen Kalke finden wir konglomeratische Brekzien, die konkordant über den gebankten, rötlichen Kalken liegen und bis 100 m mächtig werden. Diese polymikten Psephite enthalten makroskopisch schlecht gerundete bis eckige Gerölle und Bruchstücke, die bis 1 m Durchmesser erlangen können. Sie bestehen zum grössten Teil aus oberkretazischen Massenkalken sowie untergeordnet aus Tonschiefern und Phylliten.

U.d.M. finden sich Komponenten von Quarziten, Phylliten, Arkosen, Tonschiefern sowie Eruptivgesteinen (Glimmerdioritporphyr, Trachyt?). Dazu gesellen sich Kalkspatfragmente, die zum Teil Chloritschlieren (Pennin) aufweisen, sowie rundlich bis eckige Quarze, Feldspäte (Plagioklase mit 28-23 % An-Gehalt). Verkittungssubstanz ist Calcit, der auch die Komponenten in Form von mm-dünnen Calcitadern durchsetzt. Untergeordnet kommt im Bindemittel auch Chlorit, Quarz, Erz und vermutlich vulkanische Asche vor.

Die unmittelbar über dieser Konglomeratbrekzie konkordant liegenden Kalkpartien enthielten wiederum eine Mikrofauna, die ins Campan bis Maastricht zu stellen ist.

Die Entstehung solcher Partien innerhalb von oberkretazischen Massenkalken deutet auf Oszillationsvorgänge des Sedimentationsbeckens hin. In den bis zu Küstenbildungen reichenden Regressionsphasen müssen derartige Konglomeratbrekzien entstanden sein, wobei wahrscheinlich vulkanische Unruhen das Herabrollen grösserer Kalkblöcke verursachten. Leider ist zur Angabe über den chemischen Charakter des Vulkanismus kein eindeutiges Material eingeschlossen. Es ist aber wahrscheinlich, dass es sich dabei um die effusiven Produkte der, von den Anschlussgebieten beschriebenen, oberkretazischen Ophiolithe handelt.

Wie bereits erwähnt, finden sich die Reste der oberkretazischen Massenkalken auf den Tonschiefern als Riffbildungen oder in denselben als leicht eingefaltete Linsen, die auch oberkretazische Mikrofossilien führen. Dieses Zusammenkommen führte zu der Annahme eines oberkretazischen Flysches im Raume von İzmir (AKARTUNA 1962). Durch mikroskopische Vergleiche konnten wir aber eindeutig feststellen, dass derartige, im Zusammenhang mit oberkretazischen Massenkalken auftretende Tonschiefer und Phyllite u. a. nach ihrer lithologischen Beschaffenheit den paläozoischen Formationen zuzuordnen sind. Ausserdem weist Ausbildungsform der ungebankten, riffartigen Massenkalken auf eine Ablagerung in einem flachen Meeresbecken, nicht aber auf eine «synorogene Sedimentbildung», gebunden an die Vortiefe eines alpinotypen Orogens hin, wie dies das Charakteristikum der Flyschbildungen ist.

II. 2.1.3. Miozäne Mergel und Kalken.—Nördlich und östlich von Bornova liegen über den oberkretazischen Massenkalken und paläozoischen Schiefern diskordant limnische bis brackische Bildungen.

Die unteren Partien sind in der Hauptsache aus gelblich-grauen, mergelig bis kalkmergeligen, dünnbankigen Schichten aufgebaut, während zum Hangenden hin mehr helle, poröse Kalken dominieren. Meist wechselt die Fazies rasch, was auf ein unregelmässiges Sedimentationsbecken der Süss- und Brackwasserseen hindeutet. Die gelegentlichen Braunkohlenflöze, die zum Teil (in benachbarten Gebieten) bauwürdige Dimensionen erreichen können, sind den liegenden mergelig-tonigen Schichten zwischengeschaltet.

Die hellen porösen Süsswasserkalken bei der Lokalität (r: 100 375; h: 58 950)² östlich von Kocaçay deresi enthalten reiche Süsswasseralgenreste sowie nicht selten Gastropoden-Steinkerne. Es handelt sich hier überwiegend um kleine Landschnecken, untergeordnet um Süsswasserschnecken (*Radix* sp., *Planorbarius* («*Gyraulus*») sp.).³ Leider gab ein Präparationsversuch auch der besterhaltenen Steinkerne von Pupillaceen keine Auskunft über den für die Fossilbestimmung entscheidenden inneren Bau der Mündung.

So sind wir über das Alter der Brack- bis Süsswasserbildungen auf die Literaturbefunde angewiesen. CHAPUT (1936) erwähnt vom südlichen Anschlussgebiet aus den Konglomeraten, die unter unseren lithologisch gleichen Mergelkalken liegen, eine «*Helix* aff. *pseudoligata* SINSOW». Die Art kommt im Sarmat von Charkov vor. Wenn es sich auch um eine «aff.»-Bestimmung handelt, die zudem nur auf einer Art beruht, stützen aber doch die Literaturangaben aus der regionalen Umgebung Westanatoliens diese Altersdeutung, denn in verbreiteten Süsswasser-Neogenablagerungen von Soma (KLEINSORGE 1941) und Gördes (NEBERT 1961)

² Zur genauen Bezeichnung der Lokalitäten werden in der Arbeit jeweils die Rechts(r)- und Hoch(h)werte des Kartenblattes İzmir angegeben.

³ Herrn Dr. ZÖBELEIN von der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie möchte ich an dieser Stelle für seine Bemühungen, die Arten von Pupillaceen zu bestimmen, herzlich danken.

im NE des Untersuchungsgebietes, die lithologisch unseren Schichten sehr ähneln, werden Flora- und Faunenarten beschrieben, die ins Miozän gehören. Sie verzahnen sich mit den Förderprodukten des jungtertiären Vulkanismus oder werden von diesen überlagert. Auch im Untersuchungsgebiet werden die Brack- bis Süßwasserablagerungen von den andesitischen Tuffen und Laven des erwähnten Vulkanismus konkordant überdeckt (s. Abb. 2). Dabei wurden am Kontakt die Mergel gefrittet und jaspilitisiert.

Auf Grund der vorstehenden Überlegungen wird für die limnisch bis brakischen Sedimente ein miozänes Alter angenommen. Die gelegentlich auftretenden Verkieselungen in diesen Schichten sind sicher auf hydrothermale Einwirkung des gleichaltrigen Vulkanismus zurückzuführen.

Aus dem südlichen Anschlussgebiet beschreibt AKARTUNA (1962), dass die erwähnten Vulkanite vorwiegend in den mittleren Partien der Brack- und Süßwasserablagerungen vorkommen, deren hangendste Schichten eine Fauna von Land- und vor allem Süßwassergastropoden führen, die ins Dazien zu stellen sind.

II. 2.1.4. Quartäre Bildungen.— Quartäre Bildungen sind in ausgedehnten Alluvialebenen von Bornova und Karşıyaka vertreten.

Die Bäche des Gebietes führen alle in reichlichem Masse Verwitterungsprodukte und bilden daher an der Küste ein weites Schwemmland. So ist die Stadt

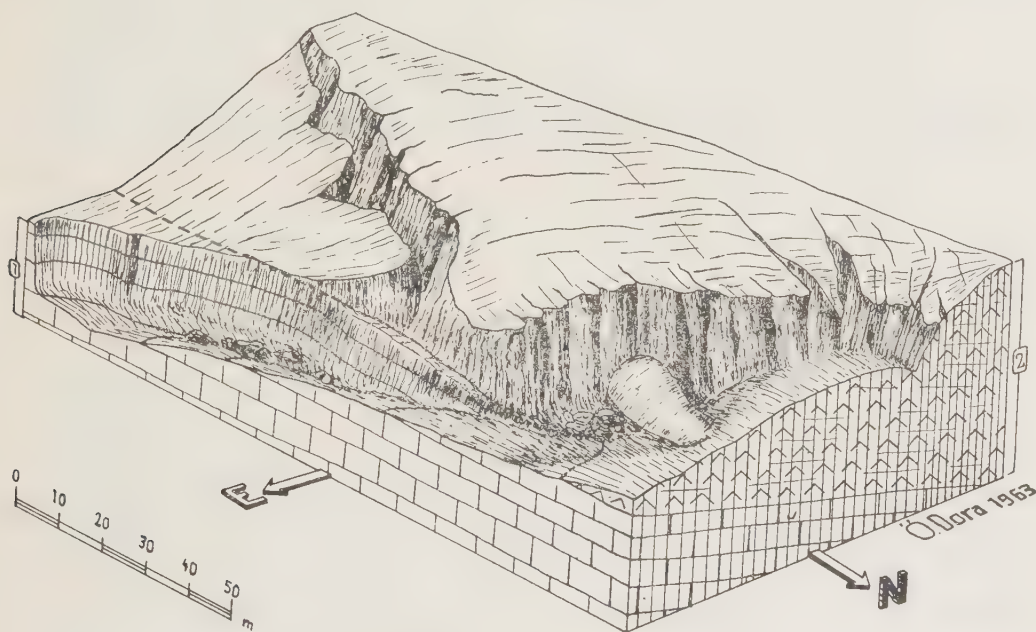


Abb. 2 - Konkordante Überlagerung von miozänen Mergeln durch andesitische Laven westlich des Kocaçay deresi (Lok. : r 99 850, h 58 325).

1 - Miozäne Mergel; 2 - Andesite.

Karşıyaka auf dem Delta des Flusses Gediz (Hermos) gegründet, dessen Flussbett wegen der Aufschüttungsgefahr für den Golf von İzmir im vorigen Jahrhundert umgeleitet wurde. Diesem Verlandungsprozess der Meerbusen durch die westanatolischen Flüsse fielen bekanntlich die Häfen grosser Städte des Altertums (Ephesos, Miletos u.a.) zum Opfer. Auch werden alte Flusschotter in gehobenen Tälern auf dem Rücken der Gebirge angetroffen (s. den tektonischen Teil).

II. 2.2. Die magmatischen Gesteine

Die grösste Fläche des Untersuchungsgebietes wird von Effusivgesteinen bedeckt, die in Form von Decken und schmalen Gängen auftreten. Im folgenden werden sie in ihrer Altersfolge vom Älteren zum Jüngen beschrieben.

Die Benennung der Gesteine erfolgte nach dem TRÖGER'schen Nomenklaturkompodium (1935) auf Grund der mit dem Zeiss-Integrationsokular gemessenen Volumenprocente der Gesteinskomponenten.⁴ Grosse Schwierigkeiten bereitet die Ermittlung der modalen Werte der Vulkanite, da hier oft ein grosser Teil der Komponenten in der kryptokristallinen oder glasigen Grundmasse verborgen bleibt.

Die Bestimmung der Plagioklase wurde nach der Zonenmethode am Universaldrehtisch (Zonenmethode nach RITTMANN 1929) durch die Ermittlung der Auslöschungsschiefen der Albit-Karlsbad- und Albit-Periklinlamellen senkrecht zu den M (010) und P (001)/M Ebenen vorgenommen. Eine einfache Kontrolle der sauren Plagioklase (besonders Albit) ermöglicht der Vergleich des Brechungsindex mit dem Einbettungsmittel. Die Bestimmung der Pyroxen- und Hornblende-Glieder geschah durch Vermessung der Auslöschungsschiefe der (100) Zwillingsstreifen senkrecht zur (010) Fläche am U-Tisch.

Drei Perioden des jungtertiären magmatischen Geschehens wurden im Gebiet unterschieden: 1. Dazitischer Vulkanismus, 2. Andesitischer Vulkanismus, 3. Jüngste Andesitgänge.

II. 2.2.1. Der dazitische Vulkanismus. — Die Produkte dieses Vulkanismus erreichen im Gebiet bis etwa 800 m Mächtigkeit, wobei die ältesten Glieder nicht bekannt sind. Sie wurden durch ovalförmige Schlote sowie Spalten gefördert, die annähernd E-W angereicht sind. Diese vulkanischen Gesteine sind vor allem etwa in der Mitte des Arbeitsgebietes verbreitet und erstrecken sich in NN-SSW Richtung. Im Liegenden bestehen sie in der Regel aus sauren Tuffen und dazwischengeschalteten verwitterten Dazitlaven. Zum Hangenden werden sie basischer und sind durch Hornblende- sowie Biotit-Dazite vertreten.

In der Zwischenphase zwischen dem dazitischen und dem darüber unmittelbar konkordant folgenden andesitischen Vulkanismus kam es im Gebiete nördlich

⁴ Für die quantitativen Messungen wurden Dünnschliffe von 1 bis 2 cm² Grösse verwendet.

von Karşıyaka zur Bildung goldhaltiger Quarzgänge. Im Zusammenhang mit dieser Mineralisation wurden die dazitischen Tuffe zum grössten Teil verkieselt.

II. 2.2.1.1. Die liegende Dazitserie. Sie bedeckt das vom Pilav tepe über Çam dağı in SWS-Richtung bis zur Karşıyaka-Ebene hinziehende hügelige Gebiet und wird hauptsächlich aus Tuffen und dazwischengeschalteten, verwitterten Laven aufgebaut. Die Gesteine liegen auch zum grössten Teil auf den Flanken des Schlots des Arapdağ.

Die beobachtete Mächtigkeit dieser Serie schwankt im Gebiet zwischen 80 und 400 m. Obwohl die Unterlage nicht aufgeschlossen ist, ist anzunehmen, dass die im Norden dieses Terrains auftretenden paläozoischen Schiefer das Liegende bilden, zumal sie im Tal von Koca dere einmal in Form einer kleinen Kuppel zutage treten.

Bei makroskopischer Betrachtung fallen insbesondere die den markanten tektonischen Richtungen (45° , 70° , 90° , 110° , 170°) folgenden verkieselten Rücken dieser Gesteine auf. Sie sind mit der Lagerstättenbildung auf die Nachphase des dazitischen Vulkanismus zurückzuführen.

Die Tuffe werden zum grössten Teil aus dünnbankigen Partien aufgebaut. Die Unterscheidung der gelb bis hellgrau verwitterten Lavalagen und Tuffe bietet im Gelände grosse Schwierigkeiten, da die charakteristischen Fliesstexturen durch Verwitterung verwischt werden.

U.d.M. enthalten die Tuffe von Pilav tepe Bruchstücke von Hochtemperaturquarzen, völlig kaolinisierten Feldspäten, Schiefern sowie Biotiten, die zum grössten Teil opakisiert sind. Bei der Umwandlung der Biotite entsteht auch Titanit. Selten finden sich noch Relikte von Augit- und Turmalinmikrolithen. Die erz- und glasreiche Matrix ist stark silifiziert, kaolinisiert, serizitisiert und chloritisiert.

Das deutlich geschichtete Gestein wurde als *dazitischer Kristalltuff* bezeichnet.

Bei den verkieselten Zonen finden sich in der völlig silifizierten Matrix als primäre Einschlüsse nur noch Quarzrelikte, während die Feldspäte vom hydrothermalen feinkörnigen Quarz verdrängt werden. Die Mafite wurden in Chlorit und hypidiomorph bis rundliche Erzaggregate (Pyrit) umgewandelt.

Die Kristalldazituffe von Eskisek köyü unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung kaum von den vorher beschriebenen.

Nur sind in ihnen gelegentlich unveränderte Plagioklase enthalten, die basischen Oligoklas- bis basischen Andesin-Charakter zeigen. Auch finden sich zum Teil idiomorphe Feldspäte, die fast ausschliesslich aus Glas bestehen. Hier handelt es sich sicher um Feldspäte, die bei der raschen Abkühlung glasig erstarrten. Meist werden sie entlang der Risse filigranartig von Serizit verdrängt.

Dort, wo diese Tuffe unmittelbar von andesitischen Laven überlagert werden, zeigen sie eine intensive Frittung.

So wurden die dazitischen Tuffe südlich vom Göl dağı an der Basis der Andesite porzellanartig jaspilitisiert. Dabei blieben nur die Quarzeinsprenglinge von der Jaspilitisierung verschont, während die übrigen Komponenten (Feldspäte,

Biotite, Hornblenden) — an ihren Formen noch erkennbar — völlig in eine glasige Masse umgewandelt wurden.

In ihrer Zusammensetzung unterscheiden sich die verwitterten Dazitlaven von Tuffen nicht. Nur die idiomorphe Gestalt der Quarzeinsprenglinge und der übrigen umgewandelten Komponenten verraten u.d.M. den Lavacharakter.

II. 2.2.1.2. Die hangende Dazitserie. Auf die dazitischen Tuffe folgen, besonders nördlich vom Arapdağ, mächtige Deckenergüsse des gleichen Vulkanismus. Südlich vom Arapdağ überlagern sie die Tuffe nur als ein Wall entlang der Ostseite des Hügels von Zeytinli. Sie erlangen im Untersuchungsgebiet bis 350 m Mächtigkeit.

Makroskopisch fällt sofort das porphyrische Gefüge des hell- bis dunkelgrauen Ergussgesteins mit grossen Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas, Biotit und Hornblende in einer mikrokristallinen Grundmasse auf.

Auch u.d.M. lassen sich bei den Gesteinen am Ilca deresi, südlich vom Arapdağ, die Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Hornblende sowie Biotit feststellen, die in einer erz- und glasreichen, aus Plagioklas, Quarz und Mafitmikrofelsiten sowie sekundärem Calcit und Chlorit bestehenden Matrix liegen.

Die Plagioklas-Phänokristen sind gross, idiomorph, oszillierend zonar entwickelt und werden oft weitgehend serizitisiert, calcitisiert sowie spindelförmig, aderförmig bzw. wolkig albitisiert, wobei sie im Dünnschliff getrübt erscheinen. Sie sind hier nach dem Albit- und Albit-Karlsbader-Gesetz verzwillingt und von basischem Andesin-Charakter.

Die Quarzeinsprenglinge, die hauptsächlich in Form von Dihexaedern auftreten, zeigen Kataklaste und sind weitgehend resorbiert, wobei tiefe «Korrosionsbuchten» entstanden. Je nach der Schnittlage scheinen die Quarzkristalle Grundmasse oder Glas eingeschlossen zu haben. Die Quarze werden von Serizit und Calcit den Rissen folgend verdrängt.

Die Hornblenden sind zum Teil völlig opakisiert, karbonatisiert und chloritisiert. Hier handelt es sich hauptsächlich um grüne, gemeine Hornblenden (15° Auslöschung).

Auch Biotite (Wodanit) sind sehr weitgehend opakisiert, calcitisiert und chloritisiert. Das Mineral geht dabei, unter Ausscheidung von Erz, Rutil und Titanit, in farblosen und niedriger doppelbrechenden Bauerit über. Die Rutilnadeln orientieren sich in der (001) Ebene unter 60° Winkel miteinander nach kristallographischen Richtungen, wobei b ungefähr mit einer Orientierungsrichtung der Rutilnadeln zusammenfällt (Sagenitgitter).

Die Modalanalyse ergibt im Durchschnitt :

48 % Plagioklas	(davon 26 Einsprenglinge An 41-47 Grundmasse An 43-44)
22 % Quarz	(davon 6 Einsprenglinge)
6 % Orthoklas	
10 % Biotit	(davon 5 Einsprenglinge)
8 % Hornblende	(davon 4 Einsprenglinge)
4 % Calcit, Chloritpseudomorphosen	(nach Mafiten und Plagioklas)
2 % Erz, Apatit	

Das Gestein hat als ganzes hyalopilitisch-porphyrisches Gefüge und wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 148) *Biotit-Hornblende-Dazit* benannt.

Einige Varietäten führen anstatt Hornblende vereinzelte Augite, so dass von *augitführendem Biotit-Dazit* gesprochen werden kann.

Im Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung wurden auch die Laven des Dazits E-W-Richtungen folgend in Form von länglichen Stöcken verkieselt.

U.d.M. weisen sie eine aus kleinen hydrothermalen hypidiomorphen Quarzaggregaten bestehende Grundmasse auf. In ihr sind die resorbierten primären Quarzeinsprenglinge, Relikte von Mafiten und von hydrothermaleм Tiefquarz völlig verdrängte Feldspatpseudomorphosen zu beobachten.

Die obersten Partien der hangenden Dazitserie werden von Rhyodaziten aufgebaut. Sie erlangen im Gebiete von Yamanlar köyü Bedeutung. Schon makroskopisch fällt die Fliesstextur des hellen, porphyrischen Gesteins auf.

U.d.M. enthalten sie Phänokristen von Quarz, Biotit (Anomit), Orthoklas sowie zonaren Plagioklas, der basischen Oligoklas- bis sauren Andesin-Charakter zeigt und nach Albit- bzw. Albit-Karlsbader-Gesetz verzwillingt ist. Die Quarzeinsprenglinge sind buchtig korrodiert, während die Biotite infolge der Resorption zerlappt und weitgehend opakisiert wurden. Akzessorisch finden sich Erz, Apatit und Granat (Almandin?). Die kaolinisierte, silifizierte und opakisierte Grundmasse besteht aus Quarz, Biotit sowie fluidal eingeregelter Feldspatmikrolithen; bei einer Überprüfung der Lichtbrechung ergibt sich, dass ein vorwaltender Anteil niedrigere Lichtbrechung als das Einbettungsmittel hat. Sekundär werden die Blasenräume und Spalten von Zeolithen gefüllt. Die Volumenanalyse des Gesteins ergibt folgende Werte:

Einspr.	33 % des gesamten Gesteins
davon	13 % Plagioklas (An 25-36)
	7 % Orthoklas
	10 % Quarz
	2 % Biotit
	1 % Erz, Apatit, Granat

Die Grundmasse ist so feinkörnig und ausserdem ummineralisiert, dass keine quantitative Messung durchzuführen ist. Das Gesamtgefüge des Gesteins ist pilotaxitisch-porphyrisch und wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 118) *Rhyodazit* genannt.⁵

II. 2.2.1.3. Schlot- und Spaltenfüllungen. Die dem dazitischen Vulkanismus entstammenden Gesteine des Arapdağ unterscheiden sich von den übrigen Gliedern durch ihre stark brekziöse, lithologische Sonderausbildung. Ausserdem durchschlagen sie diskordant die bis jetzt beschriebenen Serien. Von den Tuffen der liegenden Dazitserie werden sie fast ringsherum ummantelt. *Das markanteste Merkmal dieser Gesteine besteht darin, dass sie von einer sonst nirgends auftretenden Turmalinisierung erfasst werden.* Die aufgezählten Eigenschaften berechnen uns, hier das Zentrum der dazitischen Eruptionen anzunehmen und die Gesteine als Schlot- und Spaltenfüllungen zu bezeichnen.

Gebunden an die Schlot- und Spaltenfüllungen treten am Arapdağ eine Reihe von goldhaltigen Quarzgängen auf. Sie entstammen kieselsäurereichen, hydrothermalen Restlösungen des dazitischen Vulkanismus und folgen denselben E-W

⁵ Nach nochmaliger Überprüfung dürfte die Bezeichnung «*Quarz-Latit*» besser angebracht sein.

streichenden, tektonischen Linien, die für die Vulkanite bereits als Zufuhrwege vorgezeichnet waren.

Makroskopisch fallen sie durch graue, grün-bläuliche Farbe, brekziöse Ausbildung sowie splittrigen Bruch infolge der Silifizierung auf. Die grün-bläuliche Farbe, rührt von der Turmalinisierung, Chloritisierung und Prehnitisierung der Phänokristen bzw. eingeschlossenen Fragmente her. Die Durchmesser der Fragmente können von mikroskopischen Dimensionen bis zu 4-5 cm reichen. Bei den tuffartig aussehenden Teilen dürfte es sicher um sich sicher miteingeschlossene Blöcke der liegenden Dazitserie handeln.

Die feinkrekziösen, grün-bläulichen Gesteine enthalten u.d.M. in der stark silifizierten, chloritisierten, prehnitisierten und opakisierten Matrix völlig deutersch umgewandelte Feldspäte, Mafite und Gesteinseinschlüsse sowie relativ frische, gerundete oder eckige Quarzaggregate.

Die idiomorphen Feldspäte werden hauptsächlich vom sekundären, hydrothermalen Quarz und nadeligen, faserigen, radialstrahligen Turmalin, untergeordnet von Chlorit und Serizit, völlig pseudomorphosiert.

Das Erkennen des Turmalins macht grosse Schwierigkeiten, da er hier in einer sehr ungewöhnlichen Ausbildungsform vorliegt. Die radialstrahligen Nadeln haben nur mikrodimensionale Durchmesser und werden dabei farblos. Nur selten treten etwas dickere Nadeln auf, die ihre stärkste Absorption senkrecht zur Hauptzone haben und die charakteristischen zonaren Querschnitte zeigen. Diese weisen einen bläulich-grünen bis grünlich-gelben Pleochroismus auf. Um ganz sicher zu sein, wurden die Feldspatpseudomorphosen herauspräpariert und in ihnen Borsäure chemisch nachgewiesen (grüne Flamme des Bormethylesters).

Beim Auftreten des Turmalins scheint hier ein Ausnahmefall vorzuliegen. Er zeigt einmal aussergewöhnliche, fast faserige Mikroausbildung; zum anderen ist er nicht, wie normalerweise, mit den typomorphen, pneumatolytischen, sondern mit hydrothermalen, sekundären Mineralien assoziiert. *Damit ist die Turmalinisierung der Arapdağ-Gesteine eher ins hydrothermale Frühstadium als in die pneumatolytische Phase der Mineralbildung einzuordnen.*

Die Biotite gehen unter Ausbleichung in Bauerit über, wobei sekundär Chlorit, Leukoxen sowie der (001) Spaltbarkeit parallel angeordnete Erzschiefer ausgeschieden werden. Auch sie werden gelegentlich von der Turmalinisierung erfasst.

Kataklastisch und magmatisch stark korrodiert sind die grossen Quarzeinsprenglinge. Entlang den Rissen schreitet die Serizitisierung, Silifizierung und Opakisierung fort. Buchtig-lappige Quarzphänokristen finden sich auch in eingeschlossenen Eruptivfragmenten.

Bei der starken Umwandlung (Propylitisierung) wird die von hydrothermalen Quarzäderen durchsetzte Grundmasse sehr reichlich mit neu gebildeten, idiomorphen Pyritkriställchen durchstäubt. Zum Teil bilden die Pyritaggregate mm-dünne Gängchen.

Akzessorisch finden sich noch Apatite und Zirkonbruchstücke. Nach dem makroskopischen und mikroskopischen Befund sind diese Gesteine als dazitische *vulkanische Brekzie* zu bezeichnen.

Die grobbrekziösen Varietäten nahe dem Hauptquarzgang des Schlots zeigen noch eine Epidotisierung (Klinoisit) in den Einschlüssen und der Grundmasse.

Über das Alter des dazitischen Vulkanismus kann folgendes gesagt werden: Im südlichen Anschlussgebiet liess sich beobachten, dass die dazitischen und rhyodazitischen Tuffe mit den als miozän ausgeschiedenen Mergelkalken

wechsellagern (an der Strasse Karakuyu köyü - Yeniköy). In unserem Gebiet werden sie von den Produkten des miozänen, andesitischen Vulkanismus konkordant überlagert. Daraus kann man schliessen, dass diese kieselsäurereichen Effusionen im Miozän, wie AKARTUNA (1962) vom südlichen Anschlussgebiet berichtet, besonders im Mittelmiozän erfolgten.

II. 2.2.2. Der andesitische Vulkanismus. — Auf den dazitischen folgte im Gebiete nördlich von Karşıyaka ein andesitischer Vulkanismus, dessen Gesteine die höchsten Gipfel und Bergrücken aufbauen. Die andesitischen Produkte bedecken die grösste Fläche des Kartierungsgebietes.

Hier liegt eine reichgegliederte Folge andesitischer Gesteine vor, die in den unteren Partien vorwiegend aus Tuffen und Agglomeraten mit dazwischengeschalteten quarzhaltigen Lavalagen bestehen. Zum Hangenden überwiegen die dünnflüssigen Laven von Hornblende- und Pyroxen-Andesiten.

II. 2.2.2.1. Die liegende Andesitserie. Wie oben bereits erwähnt, bilden die andesitischen Tuffe und Agglomerate die Hauptglieder dieser Serie. Die untergeordnet auftretenden Lavapartien enthalten noch bis 4 % Quarz.

Die Agglomerate sind in der Hauptsache Agglomerat-Laven und Schlacken-Agglomerate. Sie sind aus gröberen, eckig-scharfkantigen, andesitischen Lavabrocken zusammengebacken. Auch finden sich gelegentlich Schieferblöcke des Untergrundes und der verkieselten Dazituffschollen mit eingeschlossen.

Die feinkörnigen, hellen Tufflagen weisen in der Regel eine mittel- bis dickbankige Schichtung auf (10 bis 50 cm Bankdicke).

U.d.M. lassen sich bei den subaërischen Tuffen westlich von Kocaçay deresi (Loc: r: 99 650; h: 58 550) Kristallbruchstücke der zonaren Plagioklase (An 28-46), Hornblendes (gemein-grüne- und Ti-Hornblende), Biotite (Wodanit), Augite (Diopsid) sowie gelegentlich Quarze feststellen, die in einer erzeichen, glasigen Matrix liegen. Die Biotite sind oft resorbiert, wobei Titanit, Leukoxen und Erz neu gebildet wurden. Von der magmatischen Resorption werden auch die Hornblendes erfasst. Die Plagioklase werden zum Teil serizitisiert und von einem opaken Saum umgeben. Akzessorisch findet sich Apatit.

Die quarzführenden Andesite stellen ein Übergangsglied zwischen den Daziten und Andesiten dar. Makroskopisch sehen sie den darunterliegenden Biotit-Hornblende-Daziten sehr ähnlich.

U.d.M. sind in einer vitrophyrischen Matrix die Phänokristen von Biotit (Wodanit), zonarem Plagioklas, Hornblende und vereinzeltem Quarz zu beobachten. Die zerlappten, resorbierten Biotite zeigen infolge ihrer Deformation Schlagstrahlen. Die gemein-grüne Hornblende ist resorbiert bzw. korrodiert. Sehr selten finden sich Pyroxene (Pigeonit). Die Plagioklase sind sehr frisch und selten längs Rissen in Serizit und Calcit umgewandelt. Das Gefüge ist hyalopilitisch-porphyrisch. Eine mit dem Zeiss-Integrationsokular durchgeführte Analyse ergab folgende Zusammensetzung des Gesteins :

36 % Plagioklas	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Einspr. zonar An 64-63} \\ \text{Grundm. An 30-32} \end{array} \right\}$	} z. T. Einsprenglinge
15 % Hornblende		
9 % Biotit		
4 % Quarz		

2 % Erz, Apatit, Pigeonit
34 % Glasbasis

Das Gestein wurde als *quarzführender Hornblende-Biotit-Andesit* bestimmt.

II. 2.2.2.2. Die hangende Andesitserie. In den oberen Partien der andesitischen Produkte überwiegen Lavadecken über die Tuffe und Agglomerate. Sie können im Untersuchungsgebiet bis etwa 500 m Mächtigkeit erlangen. Der westliche Gebirgszug Göldağı und die längs einer SSW-NNE aufgereichte Gipfelkette (Yanıkışla - Nasat - Kale tepe) sowie eine Reihe der nördlichen, in ESE-Richtung angeordneten Gipfel bestehen aus andesitischen Lavaströmen. Über die Eruptionszentren der Andesite lässt sich nichts Genaues sagen. Jedoch deuten das Streichen der andesitischen Gipfelflur sowie die grossen Bruchlinien in den Andesiten auf Eruptionsspalten in NNE- und ESE-Richtungen hin. Daneben finden sich gelegentlich kleine Gebilde ähnlich Kraterseen (Loc : r : 94 400; h : 60 475), die aber nur lokale Bedeutung haben dürften.

Zum Teil zeigen die dünnflüssigen Andesitlaven makroskopisch ausgesprochene Fliesstextur, die durch dünne (5 bis 90 cm breit) Gleitbretter laminaren Fliessens abgebildet wird. Hier muss die Abkühlung des Lavastromes verhältnismässig rasch vor sich gegangen sein, so dass das Einfrieren solcher Fluidalschichtung ermöglicht wurde. Auch finden sich von RITTMANN (1960) als «Gekröselava» bezeichnete Bildungen. Dabei dringt entlang Spalten unter einer dünnen Erstarrungskruste sich stauende dünnflüssige Lava empor und erstarrt schnell zu runden, unregelmässigen Gebilden.

Im Handstück lassen sich die andesitischen Laven als solche durch ihre auffallend grossen (bis 1 cm Durchmesser) Plagioklaseinsprenglinge sowie durch die dunklen Hornblenden, Pyroxene und Biotite leicht erkennen. Auf Grund dieses grob porphyrischen Gefüges wurden sie wahrscheinlich von älteren Reisenden als Trachyte bezeichnet. Sie besitzen im allgemeinen dunklere Farben als die darunterliegenden Dazite, wobei die pyroxenhaltigen Glieder dunkelgrau bis schwärzlich werden.

Die Hornblende-Andesite des Göldağı im W und vom Eğridere köyü im E leiten sich aus den quarzführenden Hornblende-Biotit-Andesiten der liegenden Serie ab, in der die Quarzeinsprenglinge zum Hangenden allmählich verschwinden.

Auf den Gebirgszügen Yanıkışla tepesi - Değirmen dağı sowie Büyükçamlar - Kara tepe sind dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine von andesitischem Chemismus aufgeschlossen.

U.d.M. enthalten sie in einer hypokristallinen Grundmasse Phänokristen von idiomorphem Plagioklas, Pyroxen und Biotit.

Die Plagioklase sind oszillierend zonar aufgebaut, wobei zwischen einem Labradoritkern und einem sauren Andesinaussensaum sich eine Zwischenzone mit zahlreichen rhythmisch abwechselnden, dünnen Schalen findet, die in ihrer Zusammensetzung dem Kern bis der Aussenhülle entspricht.

Der zonare Schalenbau läuft ungehindert durch die nach den Albit-Karlsbader- oder Albit-Periklin-Gesetzen verwilligten, polysynthetischen Lamellen hindurch.

Manche Plagioklase weisen zonare opakisierte Zonen auf, die aus bei hohen Temperaturen aufgenommenen und orientiert entmischten Erzpartikelchen bestehen dürften. Sekundär werden sie fleckig, spindelförmig von Kaolin, Serizit, Chlorit und Zeolith verdrängt.

Die Pyroxene bestehen aus rhombischem Hypersthen und monoklinem Diopsid-Augit sowie Ca-armen Pigeonit. Oft sind sie glomeroporphyrisch miteinander verwachsen und nach (100) lamellenförmig verwilligt. Auch sie werden zum Teil von einem opaken Saum umgeben oder von der Peripherie aus uralitisiert.

Die Biotite sind Ti-haltiger Wodanit. Ihr Erzsaum an den Rändern dürfte durch den Wasserverlust während der Extrusion entstanden sein. Zum Teil wurden sie völlig resorbiert.

Selten findet sich Ti-Hornblende; akzessorisch tritt Apatit auf. Die Matrix besteht aus Pyroxen, Biotit und fluidal orientierten Plagioklasmikrolithen sowie Glasbasis und sekundären Produkten. Die Volumenprozent im Durchschnitt :

48 % Plagioklas	{ Einspr. zonar An 36-68
	{ Grundm. An 38-40
13 % Pyroxen	} z. T. Einspr.
3 % Hornblende, Biotit	
4 % Erz	
32 % Glasbasis	

Das Gestein wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 324) *Pyroxen-Andesit* benannt.

Der Beginn des andesitischen Vulkanismus fällt höchstwahrscheinlich ins Miozän, denn, wie schon einmal erwähnt, wird bei der Lokalität (r : 99 850; h : 58 325) westlich vom Kocaçay deresi die konkordante Überlagerung der andesitischen Laven auf miozäne Kalkmergel beobachtet (Abb. 2), wobei diese am unmittelbaren Kontakt jaspilitisiert wurden. Auch vom südlichen Anschlussgebiet beschreibt AKARTUNA (1962), dass östlich von İzmir die Andesite über der untermiozänen Serie liegen.

II. 2.2.3. Die jüngsten Andesitgänge. — Das jüngste magmatische Geschehen wird im Gebiet durch die Gangbildungen charakterisiert. Ein markanter Vertreter dieser Gänge erstreckt sich in NE-Richtung vom Dorfe Sancaklı bis zum Arapdağ in fast 1,5 km Länge und maximal 10 m Breite. Er setzt sowohl durch die Dazite als auch durch die Andesite annähernd senkrecht hindurch.

Makroskopisch fällt sofort auf, dass der Gang aus zwei parallelen Gangteilen besteht, die durch verschiedene Akte nebeneinandergeschoben wurden. Die sehr gut entwickelten Abkühlungssäulen stehen senkrecht zu den Salbändern und zu der Trennfläche. Die dichten, schwärzlich-grauen Gesteine der beiden Partien sind von gleichem Chemismus.

U.d.M. unterscheidet sich das Gestein durch seine stark deutische Umwandlung sehr augenfällig von den übrigen Gliedern der Andesite. Die zonaren Plagioklase sind zumeist aderförmig, wolkig albitisiert und bei stärkerer Umwandlung völlig von Calcit, Serizit und Pennin pseudomorphisiert. Auch Hornblende, Augit und Biotit liegen meist nur noch pseudomorph als Aggregate von Calcit, Chlorit und Erz vor, wobei die «Biotite» noch die primäre Spaltbarkeit erkennen lassen.

Bei der Baueritisierung der Biotite entstehen Leukoxen und Titanoxyde. Als einziges unzersetztes, aber magmatisch korrodiertes Mineral finden sich selten Quarzeinsprenglinge. Akzessorisch tritt noch Apatit auf. Die Grundmasse besteht aus mikrogranularem Quarz und zwischengelagertem Serizit, Chlorit, Kaolinit und Calcit (Spilitisierung).

Die starke Albitisierung der Plagioklase sowie die deuterische Umwandlung aller Phänokristen und der Matrix sind sicher auf hydrothermale Einwirkung der Restlösungen zurückzuführen.

Eine Auszählung der primären Bestandteile ergab folgende Modalwerte :

56 %	Plagioklas	{ Einspr. An 26-55
		{ Grundm. An 28
30 %	Hornblende + Augit	
6 %	Biotit	
2 %	Quarz	
6 %	Erz + Apatit	
±	Glasbasis, zersetzt	
sec :	Chlorit + Calcit + Serizit	

Das Gestein wurde nach TRÖGER (1935, Nr. 324) als *Hornblende-Augit-Andesit* bestimmt.

Solche NNE bis NE bzw. ESE streichenden Andesitgänge sind im Gebiet sehr verbreitet. Sie erlangen aber sonst nur 1 bis 3 m Mächtigkeit und 10 bis 50 m Streichlänge.

Eine schwarz-grünliche Varietät dieser Gesteine (r : 95 240; h : 63 660) zeigte u.d.M. ausser den Phänokristen von Plagioklas, Pyroxen (Hypersthen, Diopsit) und Biotit Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin. Die magmatisch korrodierten Olivine sind völlig in Chrysotil umgewandelt, wobei auch die kataklastischen Risse von sekundärem Serpentin ausgeheilt wurden. Das Gefüge ist intergranular-porphyrisch. Das Gestein ist nach TRÖGER (1935, Nr. 327) als *olivinführender dunkler Andesit* zu bezeichnen.

II. 2. 2. 4. Zur Herkunft und geotektonischen Stellung der Vulkanite — Die vorliegenden petrographischen Untersuchungen lassen erkennen, dass die Förderprodukte dieses jungen tertiären Vulkanismus vorwiegend einen intermediären bis basischen und untergeordnet sauren Chemismus aufweisen. Weiterhin ist festzustellen, dass das Verhältnis Na : K deutlich zu Gunsten des Natriums verschoben ist. Dies zeigt sich besonders in der starken Albitisierung der Gesteine. Auch die anderen regional verbreiteten Vulkangebiete Westanatoliens führen hauptsächlich intermediäre bis basische Produkte, wogegen die sauren Gesteine nur untergeordnet auftreten (KALAFATÇIOĞLU 1961, AKARTUNA 1962, KAADEN 1959).

Die Herkunft der geförderten Laven wird verständlicher, wenn wir die Zusammenhänge zwischen dem jungen Vulkanismus der Umgebung und der Gesteintektonik untersuchen.

KALAFATÇIOĞLU (1961) und AKARTUNA (1962) beziehen die mesozoischen und die känozoischen Formationen auf der Halbinsel Karaburun und im südlichen Anschlussgebiet in die alpine Orogene ein, durch deren sub-herzynische, iaramische und rhodanische Phasen jene gefaltet wurden. Dabei berichtet AKARTUNA von einer mächtigen Flyschserie in der Oberkreide. Jedoch wird über die Beziehungen des jungen Vulkanismus zur Gebirgsbildung nichts ausgesagt.

Dagegen rechtfertigen die eigenen Untersuchungen die Annahme einer «orthogeosynklinalen» Entwicklung mit einer postpaläozoischen «alpinotypen» Gebirgsbildung nicht. Vielmehr verursachten die alpidischen Bewegungen in diesem Terrain, an der Wende Kreide-Tertiär (Laramische Phase), die Entstehung eines Gebirges germanotypen bis mediotypen Charakters. Dies steht auch mit dem Fehlen des sialisch-paligenen, synorogenen Magmatismus völlig in Einklang.

Im Jungtertiär zerbrach die Kontinentalscholle unter Zerrungsspannungen und ermöglichte das Emporsteigen der Schmelzen. Sowohl die geotektonische Stellung als auch die geochemische Zusammensetzung der Förderprodukte der Vulkanite weisen auf juvenil-simischen Ursprung hin. Die untergeordneten sauren Gesteine sind Differentiate des juvenil-simischen Magmas, wobei die ersten basischen Produkte dieses Magmas im Arbeitsgebiet nicht auftreten. Die vulkanische Substanz in Grundmasse der oberkretazischen Psephite sowie die aus der oberkretazischen Serie der Umgebung beschriebenen, nicht näher gegliederten Ophiolithe, deuten aber auf vulkanische Tätigkeit in der Oberkreide und vermutlich auch im Alttertiär hin.

Es ist auch an die Möglichkeit der teilweisen Assimilation von Tonschiefern zu denken. Die zahlreichen kristallinen Einschlüsse sowie die Turmalinisierung der Gesteine im Schlotbereich geben Anhaltspunkte für diese Vermutung. Ausserdem besteht die Möglichkeit, ähnlich wie beim Vesuv (RITTMANN 1960), der Assimilation mesozoischer Karbonatgesteine, womit die Bildung der dünnflüssigen, reichlich Diopsid führenden, jüngsten Andesitgänge erklärt werden kann.

Dieser Vulkanismus könnte nach dem Chemismus seiner Förderprodukte und nach der Art seiner Stoffzufuhr (Lagerstättenbildung, Albitisierung) zu einem «initialen Magmatismus» gehören; jedoch bestehen keine Beziehungen zu einem tektonisch-magmatischen Zyklus im Sinne STILLE's (1940, 1950), da hier, ähnlich den grossen Vulkangebieten von Mittel- und Südamerika (MÜLLER-KAHLE 1962, ZEIL 1960), «orthogeosynklinale Entwicklung» und «alpinotype Bauelemente» nicht erkennbar sind.

Vielmehr ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen tief hinabreichenden «Zerrungsstrukturen» und dem Emporsteigen des «juvenilsimischen Magmas» festzustellen.

III. TEKTONIK

III 1. REGIONALER ÜBERBLICK

Seit dem Anfang des 20. Jahrhunderts versuchten verschiedene Autoren eine grosstektonische Gliederung Anatoliens, wobei verschiedene Ansichten geäussert wurden. Auf Abb. 3 hat der Verfasser versucht, den daraus resultierenden Bauplan von Südosteuropa und Westanatolien in einer Übersichtsskizze darzustellen.

Das engere Arbeitsgebiet wird nach allen Gliederungen dem Gebirgsstrang nördlich der zentralanatolischen Zwischenmasse zugeordnet, wobei manche Autoren

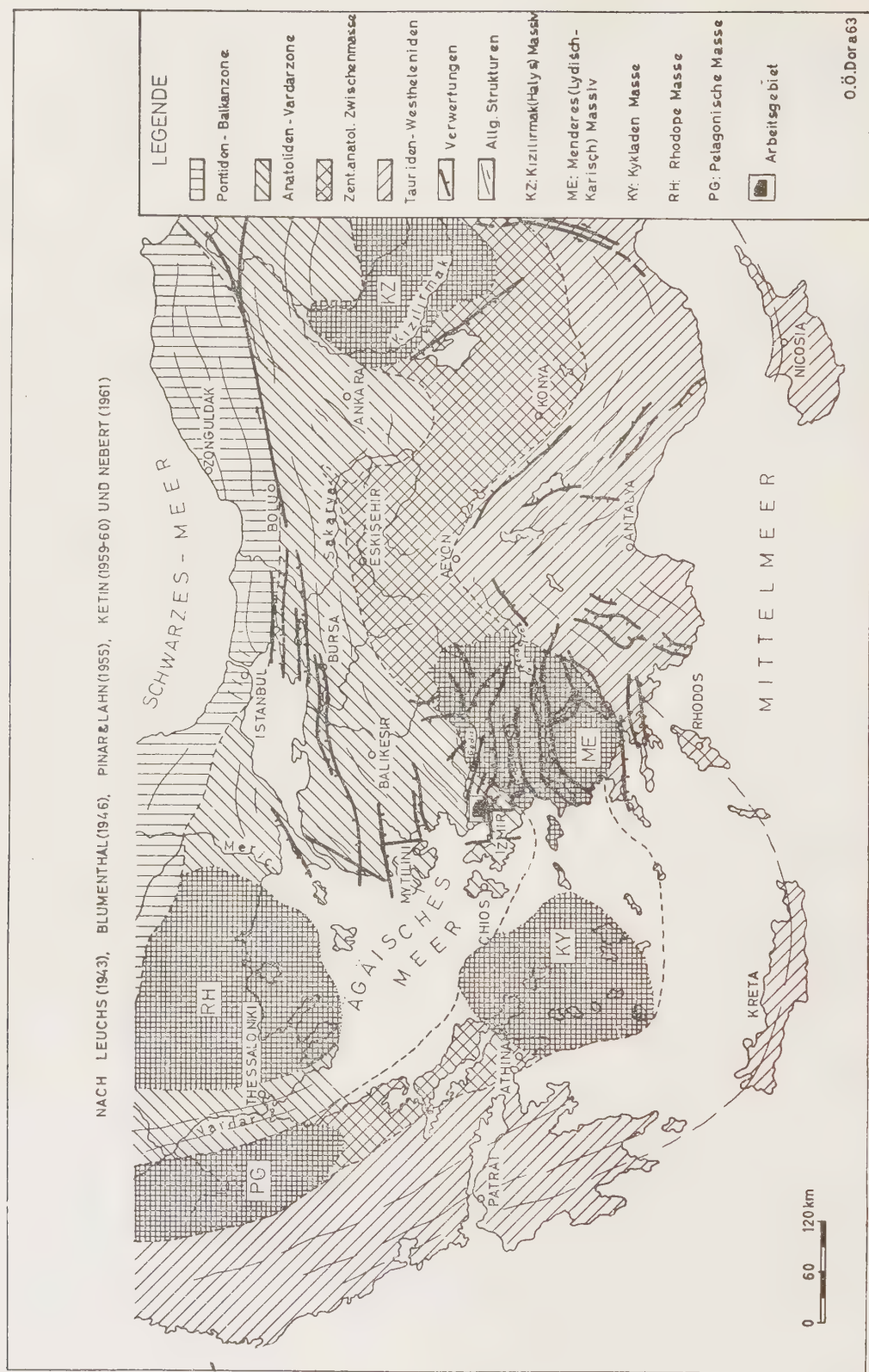


Abb. 3 - Tektonische Übersichtsskizze von Westanatolien und Südosteuropa.

diesen Gebirgszug durch die Paphlagonische Linie in der (nördlichen) Pontiden und die (südlichen) Anatoliden unterteilen. So repräsentieren nach LEUCHS (1943) und NEBERT (1961 a) die Pontiden die östliche Fortsetzung der Balkanzone und die Anatoliden die der Vardarzone der alpidischen Gebirgsketten des Balkans. Durch die zentralanatolischen Massive, die ihre Fortsetzung nach W in den Kykladen und dem Pelagonischem Massiv finden, getrennt, streichen im Süden die Tauriden, die die Fortsetzung der Helleniden darstellen. Im Südosten der Tauriden folgen die Randketten der «Syrisch-arabischen Tafel» (ausserhalb der Kartenskizze).

Diesen Gebirgszügen Anatoliens fehlen grosspannige Überschiebungen oder deckenartige Strukturen, wie sie den Alpen eigen sind. Das anatolische Orogen, das durch die beiden Vorländer im N und S, die «Fennoskandisch-russische Tafel» und Teile von «Gondwana» seinen vorgezeichneten Raum für jüngere Faltungen hatte, weist, wie auch BLUMENTHAL (1946) erwähnt, eine gewaltige Ausweitung zu grosser Breite im Vergleich mit den Alpen auf (Bodensee - Gardasee: 225 km, Schwarzmeerküste - Mittelmeerküste bei Anamur 650 km). Dieser Umstand, der schon auf einen geringen Grad des Zusammenschubes hinweist, sowie die alten zwischengeschalteten Massen innerhalb des oben erwähnten Raums, verleihen den anatolischen Gebirgszügen ihren regionaltektonischen, spezifischen Charakter (mangelnder Deckenbau, Unbeständigkeit der Vergenzen etc.).

Nach den Arbeiten von PHILIPPSON (1918), KAADEN (1959), KALAFATÇIOĞLU (1961), AKARTUNA (1962) und anderen besteht der westliche Teil von Anatolien (östägäisches Faltengebirge PHILIPPSON's) im Kern aus vorpaläozoischen kristallinen Schiefern. Kaledonische Serien und variskische Bildungen folgen darauf. Trias ist nur aus wenigen Gebieten bekannt geworden. Jura und Kreide dagegen sind öfters in Kalken vertreten, wobei sich Ophiolite und Radiolarite in deren Schichtfolgen einschalten. Tertiär erlangt grösste Verbreitung im Neogen mit mächtigen Vulkaniten.

Die älteste tektonische Anlage des hier untersuchten Gebietes tritt in den vor allem NNE bis NE und untergeordnet etwa E-W streichenden B-Achsen der stark gefalteten paläozoischen Schiefer auf. Diese älteren Strukturrichtungen greifen später nochmals in die jungmesozoischen Sedimente hinein. So streichen die germanotypen Elemente dieser Serien ebenfalls generell NE-SW.

Im Neogen setzte als Folge der Zerrungsspalten eine intensive Bruchtektonik ein. Es besteht sicher eine kausale Verknüpfung zwischen dieser Bruchtektonik und den jungtertiären, mächtigen juvenil-simischen Effusivmassen Westanatoliens. Echte sialisch-palingene Intrusionen der synorogenen Phase fehlen, als besonderes Kennzeichen, dieses Gebietes in nächster Umgebung völlig.

III. 2. DIE GROSSTRUKTUREN

Der Bauplan des untersuchten Gebietes lässt sich in einen Unterbau und einen Oberbau gliedern. Der Unterbau wird durch die stark gefalteten prämeso-

zoischen Schiefer charakterisiert. Demgegenüber weist der Oberbau germanotype bis mediotype Falten- und Bruchtektonik auf.

III. 2.1. Der Unterbau

Die im Norden und Osten aufgeschlossenen metamorphen Schiefer bilden die Unterlage der mesozoisch und känozoischen Schichtfolge des bearbeiteten Gebietes. Dieser aus Phylliten, Tonschiefern, Grauwacken u.a. bestehende, kristalline Sockel wurde im Verlaufe einer höchstwahrscheinlich variskischen Orogenese stark gefaltet.

Die Faltenachsen dieser alten Serie streichen in der Regel NNE bis NE und untergeordnet etwa E-W. Sie tauchen flach bis mittelsteil SW bzw. NE sowie E bzw. W ein. Dieser Geländebefund wird durch die statistischen Auswertungen der Schieferungsflächen bestätigt. So weisen die beiden synoptischen Diagramme in Abb. 5 Achsen mit $33^{\circ}/40^{\circ}$ SW, $20^{\circ}/10^{\circ}$ NE und $100^{\circ}/24^{\circ}$ E auf. Während die 33° bis 20° streichenden Achsen auch im Gelände als B-Achsen der Kleinfalten von Phylliten öfters beobachtet werden konnten, wurde dagegen die 100° Achsenrichtung nur einmal unmittelbar gemessen. Offensichtlich geben sich in diesen verschiedenartigen Achsenrichtungen zwei altersverschiedene Beanspruchungspläne zu erkennen, wobei die 100° Achse das ältere und die 33° bis 20° Achse das jüngere Strukturelement darstellen dürfte. Das untergeordnete Auftreten der 100° streichenden Richtung sowohl im Gelände als auch in Diagrammen, kann wohl allgemein auf eine jüngere Überprägung zurückgeführt werden.

Die disharmonische Faltung dieser reichgegliederten Serie fällt auch im Gelände sofort auf. Während die dickbankigen Phyllite und Grauwacken Faltungen von 10 bis mehrere 100 m Spannweite aufweisen, werden die Tonschiefer auf kurze Strecken (im cm-Bereich) eng und wirr gefaltet, öfters sogar intensiv ausgequetscht.

Deckenbildungen und weiträumige Überschiebungen sind nicht zu beobachten. Die auftretenden Vergenzen sind in der Hauptsache nach NW und SE, wobei die erste Richtung überwiegt. Dies ist sicher auf die Wirkung des sehr nahe im SE angrenzenden Menderes-Massivs zurückzuführen.

Im Verlaufe der jüngeren (tertiären) Bruchfalten- und Bruchtektonik wurde dieser alte, kristalline Gebirgsrumpf in einzelne Schollen und Schollenstreifen zerlegt. Im Osten wurden paläozoische Tonschiefer auf oberkretazische Sedimente längs einer NE-Linie steil aufgeschoben.

III. 2.2. Der Oberbau

Die mesozoischen Bildungen des Oberbaues treten nur als ein schmaler Streifen im Osten des Arbeitsgebietes auf. Am Ende der Kreide wurde diese, vorwiegend aus oberkretazischen Massenkalken aufgebaute Serie germano- bis mediotyp gefaltet und zerbrochen. Dabei fallen die Grossfaltenachsen mit den alten paläozoischen NNE- und NE-Richtungen zusammen. Die Achsen von Kleinfaltungen können von N-S bis W-E schwanken.

Im Untersuchungsgebiet und in seiner unmittelbaren Nachbarschaft sind nirgends charakteristische alpinotype Strukturelemente, wie Deckenbau bzw. gross-spannige Überschiebungen, an den erwähnten oberkretazischen Sedimenten festzustellen. Auch konnten keine Vergenzen der schwachen Sättel und Mulden beobachtet werden. Vielmehr ist das von 15° bis 40° wechselnde Einfallen der Schichten durch das Zusammenwirken der germanotypen Verbiegungen und Brüche verursacht.

Die Bruchlinien folgen NE- und E-W-Richtungen, wobei sie sowohl oberkretazische als auch neogene Schichten versetzen. Es überwiegen vertikale Bewegungen. Ihre Sprunghöhen betragen in der Regel 10 bis 50 m. Die bereits erwähnte Aufschiebung, an der sich paläozoische Tonschiefer und oberkretazische Sedimente gegenüber treten, muss vorneogenes Alter haben, da jene nirgends auf Neogen aufgeschoben sind.

Die tektonische Bewegung, die zu den germanotypen Schichtverbiegungen und Zerbrechungen der oberkretazischen Sedimente führte, könnte sich etwa mit der «Laramischen Phase» der alpidischen Gebirgsbildung decken, denn sowohl im Untersuchungsgebiet als auch in den Anschlussgebieten fehlen alttertiäre Ablagerungen. Erst im Neogen (Miozän) folgt diskordant über dem inzwischen gebildeten Relief der oberkretazischen Serien die Sedimentation und starke vulkanische Tätigkeit.

Die neogenen Schichtfolgen werden nur von einer Bruchtektonik durchsetzt. Dies tritt besonders in Vulkaniten sehr deutlich hervor. Dabei lebten einerseits die im Unterbau angelegten NNE- bis NE- und annähernd E-W-Richtungen wieder auf; andererseits traten die neuen N-S- bzw. SSE-Richtungen hinzu. Solche, unbekümmert verschieden alte Schichten durchsetzende, jüngste Brüche, zerlegen den gesamten Komplex in ein grosses Schollen-Mosaik von Gräben, Horsten und Treppenbrüchen. Bei dieser «schachbrettartigen» Auflösung des Gebietes und der Verstellung der Einzelschollen gegeneinander erleiden die vulkanischen Decken ebenfalls Verkipnungen zwischen 10° und 45°, die durch die Schichtung der Tuffe sowie die Bankung der Laven erkennbar werden.

In der älteren Dazitserie der neogenen Vulkanite dominieren E-W-, ENE- sowie SSE-Richtungen, die sich durch spätere Erosion als tief eingeschnittene Täler und Bruchstufen in der Morphologie der Landschaft ausprägen. Die vorherrschenden vertikalen Bewegungen sind in der Regel steil und weisen 10 bis 50 m Versetzungsbeträge auf; selten können sie bis 200 m erreichen.

Den E-W streichenden Bruchlinien folgten auch die dazitischen Effusionen, deren Förderspalten jetzt gangartig aufgefüllt sind. So streichen Schlot- und Spaltenfüllungen vom Arapdağ und die verschiedenen, kleinen Dazitgänge von Sancaklı zwischen 70° und 120° und lassen eine deutliche räumliche Bindung an die Bruchzonen erkennen.

An die persistenten Bruchrichtungen sind auch die in der Nachphase des dazitischen Vulkanismus gebildeten Erzgänge sowie die Verkieselung der dazitischen Tuffe gebunden (s. S. 26).

Bei der jüngeren Andesitserie treten besonders NNE- und ESE-Richtungen hervor, während die übrigen markanten Linien untergeordnet verbreitet sind. Nicht selten erreichen diese jungen Verwerfungen bis 200 m Sprunghöhe, wodurch die Dazit-Andesitgrenze in der geologischen Karte oft verstellt erscheint. Sehr markant lässt ein System von parallelen, in 150° bis 170° Richtung auftretenden Gräben und Horsten südlich von Göl dağı, die genannte Andesit-Dazit-sowie Dazit Tuffgrenze vor- und nachspringen.

Nördlich der Ortschaft Bayraklı versetzen die 120° und 30° Störungen die einzelnen Schollen sowohl im antithetischen als auch synthetischen Sinne, wobei beide verschiedenen Strukturelemente in engem Bereich nebeneinander auftreten.

Auch die jüngsten Andesitgänge folgen den Hauptbruchlinien. So drang der markanteste, fast 1,5 km lange Dyke nördlich von Sancaklı entlang einer 45° Zerrungsspalte empor. *Es ist auffallend, mit welcher Persistenz die im Unterbau angelegte NE-Richtung bis zum jüngsten geologischen Geschehen anhält.*

Im allgemeinen stellt das Gebiet eine nach Süden zum Golf von İzmir hin absteigende, geologische Treppe dar, die durch Querverwerfungen in Schollen zerlegt wird und ihren grössten Sprung in dem erwähnten Golf erreicht.

III. 3. KLEINTEKTONISCHE MESSUNGEN

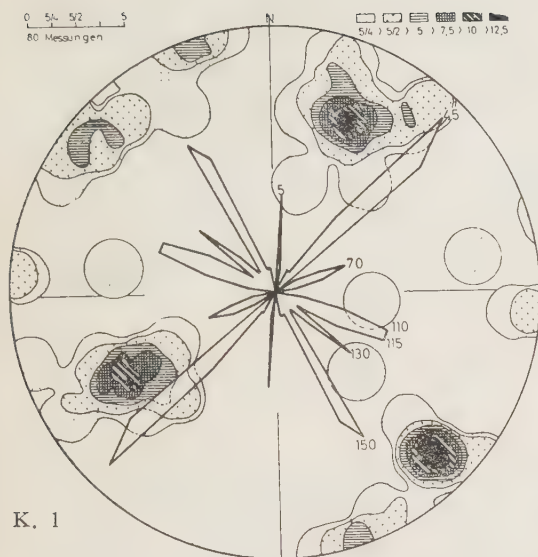
Da im grössten Teil des untersuchten Gebietes, insbesondere in den mit den Lagerstätten eng verknüpften Gesteinskomplexen, eine ausgesprochene Bruchtektonik herrscht, wurden zur Klärung der tektonischen Verhältnisse in repräsentativen Teilbereichen des gesamten Terrains sowie im Lagerstättenbezirk 800 Kluftmessungen durchgeführt. Bei der Darstellung in Diagrammen wurde das sogenannte «Cloos'sche Netz» (obere Lagekugel in Normallage) benützt.

Im allgemeinen stimmen die Maxima der Kluftdiagramme bereichsweise mit markanten Grossbruchlinien sowie mit der B-Richtung der betreffenden Ausschnitte des paläozoischen Grundgebirges überein. In den vulkanischen Ergussdecken könnten einzelne Maxima auch als Kontraktionskluftsysteme gedeutet werden. Da aber immer die oben erwähnte Kongruenz mit älteren Richtungen besteht, überdecken sich in diesem Fall vermutlich zwei Spannungspläne, nämlich ein primärer, welcher auf die Kontraktionsspannungen zurückzuführen ist, sowie ein sekundärer, der einer nachfolgenden Bruchtektonik (Zerrungstektonik) entspricht.

Im folgenden sollen die Kluftdiagramme der einzelnen Bereiche kurz erläutert werden :

Diagramm K. 1 (Messbereich : In oberkretazischen Massenkalken an der Strasse İzmir - Manisa, östlich von Bornova).

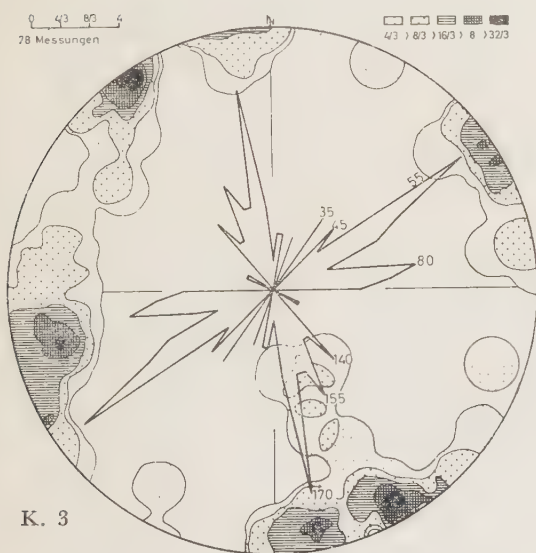
Die oberkretazischen Massenkalke lassen ein ungleichwertiges Maximum in 45° Richtung mit steilem Einfallen nach SE erkennen. Dies deckt sich sowohl mit



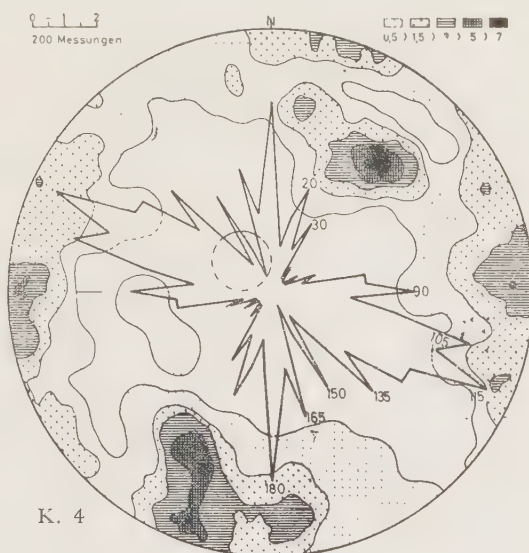
Messbereich: oberkretazische Massenkalk an der
Strasse İzmir - Manisa



Messbereich: Hornblende-Biotit-Dazite westlich
von Alurca köyü



Messbereich: Biotit-Dazite nördlich von
Sancaklı köyü



Messbereich: Andesit-Steinbrüche von Kiriş dağı
und Değirmen dağı

Abb. 4

den Achsenrichtungen dieser germanotyp gefalteten Kalke als auch mit der B-Richtung der paläozoischen Schiefer. Infolgedessen handelt es sich hier wahrscheinlich um ältere hol-Kluftsysteme, die zuletzt als System von Treppenbrüchen noch einmal auflebten. Die übrigen 110° und 150° Maxima, mit entgegengesetztem mittleren Fallwinkel, stellen vermutlich die Scherkluftpaare (hko) einer jüngeren Stresstektonik dar, wobei das erstere mit dem ältesten paläozoischen Beanspruchungsplan zusammenfällt. Untergeordnet auftretende 70° und 130° Maxima können sowohl auf Querklüfte als auch auf begleitende Zugklüfte der regionaltektonischen Brüche zurückgeführt werden. Die im Kartenbild hervortretende N-S verlaufende Bruchrichtung erscheint im Diagramm nur als ein untergeordnetes, aber deutlich abgesetztes 5° Maximum.

Diagramm K. 2 (Messbereich : Im Hornblende-Biotit-Dazit westlich von Alurca köyü, r : 93 500; h : 59 875).

Die weiter im N vorherrschenden Bruchlinien treten in den Maxima 150° bis 170° , 70° und 115° stark hervor. Sie stellen wahrscheinlich Systeme von Zugklüften einer Stresstektonik dar, die bekanntlich als Begleiterscheinung der grossen Brüche (Straintektonik) auftritt. Es ist aber auch möglich, dass die Anlage der Klüfte auf Kontraktionserscheinungen zurückgeht. Die jüngsten Bruchbewegungen lassen dann diese Kontraktionsrisse erneut aufleben.

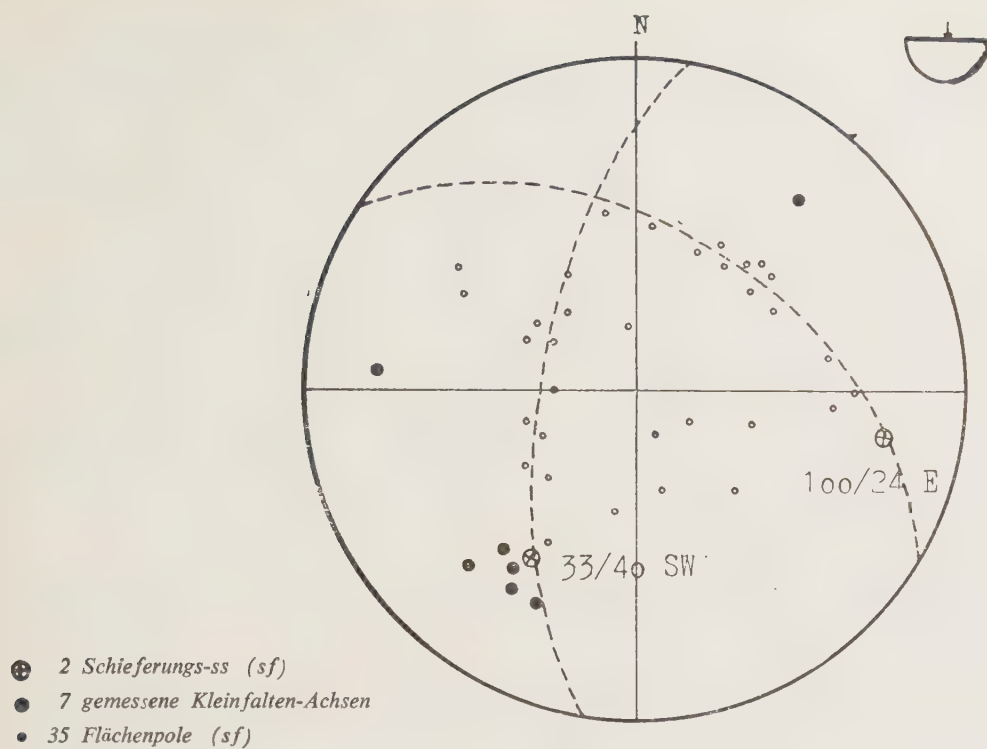
Es erscheint eingenartig, dass die im Kartenbild des engeren Messbereiches vorherrschenden ESE-WNW streichenden Brüche im Diagramm nur als ein untergeordnetes Maximum von 115° auftreten. Dieses Maximum ist jedoch erneut deutlich von den anderen abgesetzt.

Diagramm K. 3 (Messbereich : Im Biotit-Dazit nördlich von Sancaklı, r : 94 525; h, 62 350).

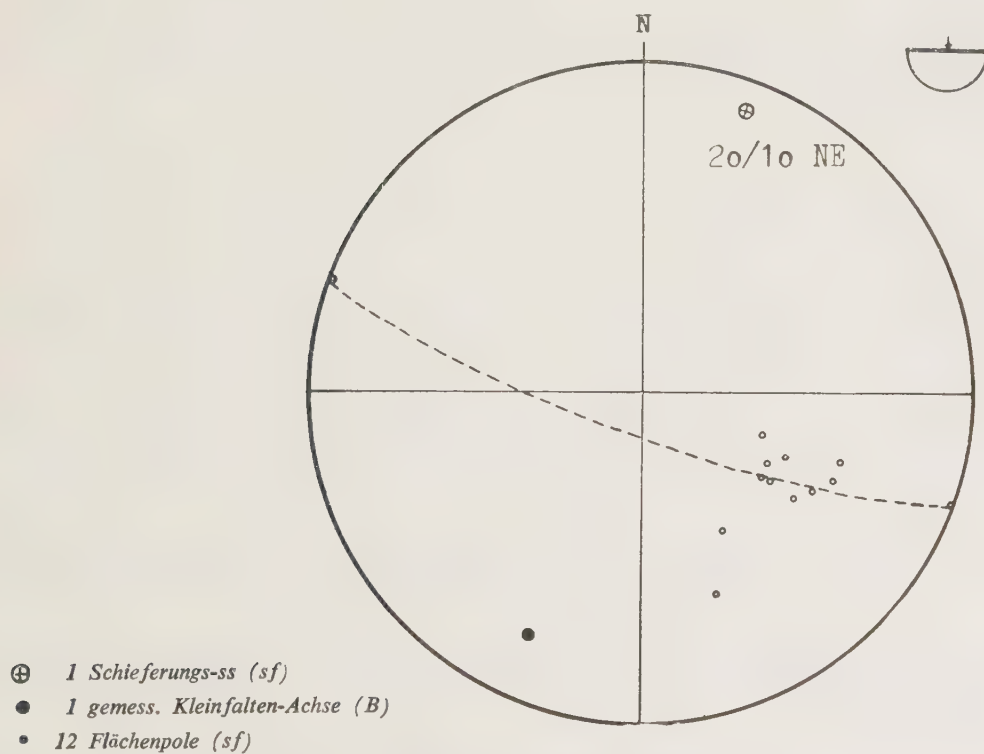
Die hervortretenden 80° und 155° bis 170° Maxima sind wiederum als Stresserscheinungen (Zugklüfte) der im weiteren Umkreis vorherrschenden Bruchlinien aufzufassen. Das ausgeprägte 55° Maximum stellt u.U. eine «Durchpausung» der alten, paläozoischen Störungsrichtungen in die jüngeren vulkanischen Decken dar. Auch ein jüngster etwa 1,5 km langer Andesitgang dieser Gegend folgt generell die Richtung. Vom material-spezifischen Charakter dürften die übrigen untergeordneten Maxima abhängig sein (Kontraktionsklüfte).

Diagramm K. 4 (Messbereich : In Andesitsteinbrüchen von Kiriş dağı und Değirmen dağı).

Hier treten sehr deutlich die 0° und 105° bis 115° Maxima hervor, die in der Regel mittleres bis steiles Einfallen aufweisen. Auch sie markieren höchstwahrscheinlich Zugklüfte, die als Begleiter der parallellaufenden Grossbrüche entstehen. Diese relativ jungen, grossen Bruchlinien finden sich in Andesiten sehr oft. Auch die 90° , 20° bis 30° und 150° bis 165° Richtungen lebten in den jüngsten vulkanischen Decken wieder auf; sie treten aber gegenüber den ersteren Maxima



Messbereich: Paläozoische Schiefer von Yamanlar



Messbereich: Paläozoische Schiefer von Eğridere

Abb. 5 — Synoptische Diagramme

relativ zurück. Die übrigen, unregelmässigen, zum Teil flach einfallenden Klufthäufungen sind vermutlich auf Kontraktionserscheinungen sowie Bankungsfugen zurückzuführen.

III. 4. TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IM LAGERSTÄTTENBEZIRK VOM ARAPDAĞ

Im Lagerstättenbezirk vom Arapdağ sind eine Reihe von etwa E-W streichenden, vererzten Gängen aufgeschlossen, die durch jüngere N-S bzw. WNW-ESE Störungen verworfen werden.

Diese edelmetallführenden, E-W-Quarzgänge erreichen 20 bis 300 m Streichlänge und fallen in der Regel steil nach Norden und Süden ein. Wie durchgeführte Bohrungen auch bestätigten, konvergieren die Gänge zur Teufe hin und laufen schliesslich zusammen.

Die Gangspalten vom Arapdağ sind als echte tektonische Zerrspalten zu deuten. Infolge der mehrmaligen Mineralisation verlor die Hauptspalte (Nr. 1) ihre scharfen Salbänder, während die schmalen Nebenspalten noch glatte Kontaktflächen ohne Bewegungsspuren aufweisen.

In Kluftdiagrammen (I, II, III; Anlage 3), die entlang der Hauptspalte aufgenommen wurden, spiegelt sich das um 80° pendelnde Streichen in deutlichen Maxima wieder. Auch diese weisen, wie in gleicher Richtung verlaufende Gangspalten, ein steiles Einfallen nach N und S auf. Die übrigen 160° und 130° Maxima der Diagramme II und III sind sicher auf die oben erwähnten jüngeren Störungen im E des Reviers zurückzuführen. Den Kontraktionsspannungen zuzuschreiben sind vermutlich die ungleichwertigen Maxima des Diagramms III, das aus einem Bereich stammt, wo auch die Hauptgangspalte aussetzt.

Östlich der Mitte des Schlotess versetzten die N-S bzw. WNW-ESE Strukturelemente einer jüngeren tektonischen Beanspruchung die E-W gerichteten Gangspalten. Der Hauptgang und der Gang Nr. 3 laufen kurz vor dem Erreichen der 170° Störung aus, so dass nur noch der Gang Nr. 2 etwa 35 m horizontal nach N versetzt wird. Auch kurz vor der diagonalen 120° Störung enden die unregelmässigen, schmalen (10 bis 20 cm) Nebengängchen im E am Arapdağ-Bach. Hier dürfte es sich wahrscheinlich um eine untergeordnete, lokale Verwerfung handeln, da diese bei der Schlot-Tuffgrenze im S nicht mehr zu bemerken ist. Einen grossen vertikalen Verwerfungsbetrag (etwa 200 m) weist dagegen die östlichste 170° Störung des Lagerstättenbereiches auf, die jedoch keine Erzspalten mehr, sondern nur noch die Schlotgrenze um 75 m horizontal verstellt hat (Abb. 6).

III. 5. BEZIEHUNGEN DER REGIONALEN TEKTONIK UND DES VULKANISMUS ZU DEN GROSSTRUKTUREN WESTANATOLIENS

Die tektonische Skizze Westanatoliens (Abb. 3) zeigt überregionale Grabenbrüche verschiedener Richtung. Diese sind in nächster Umgebung des Unter-

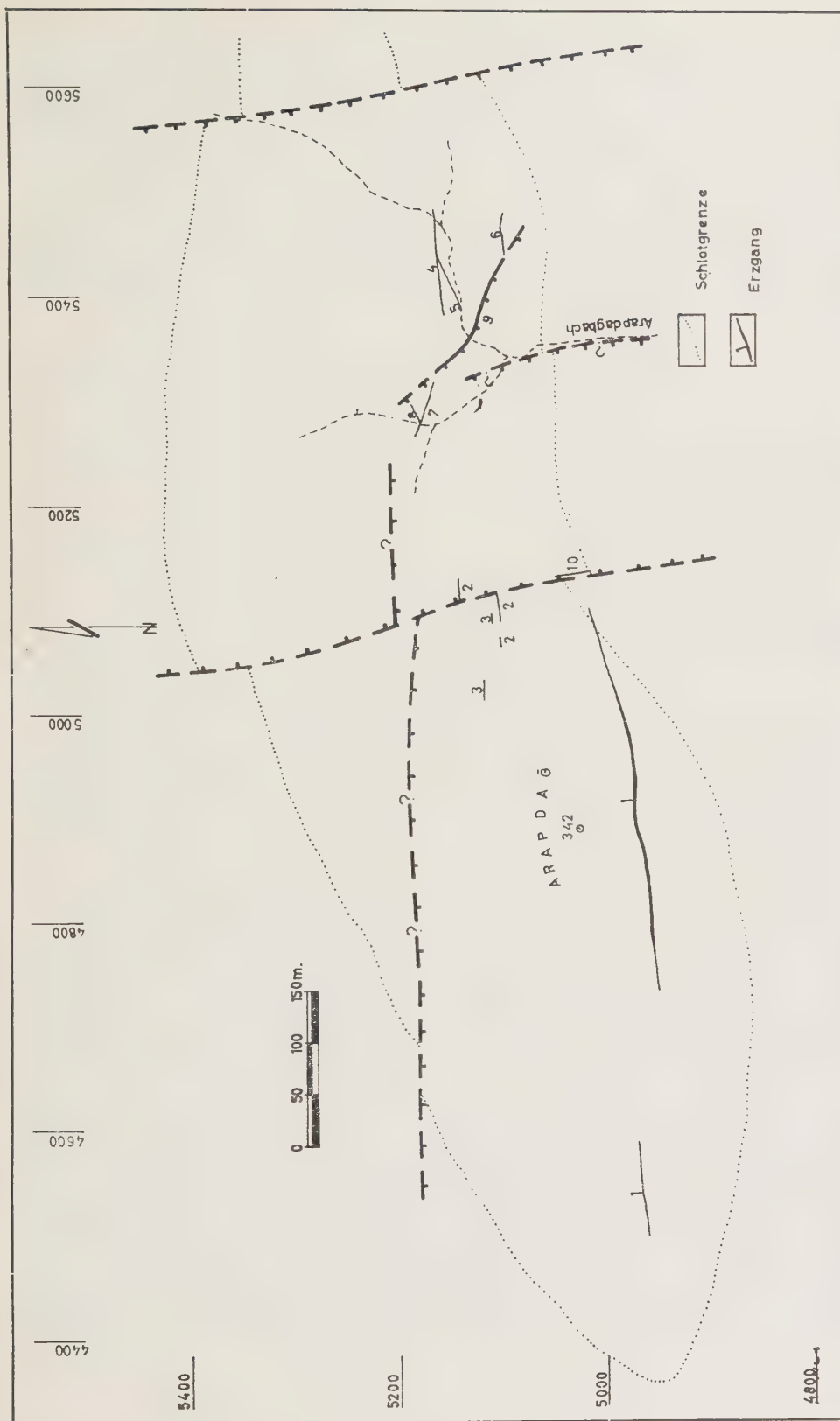


Abb. 6 - Tektonische Skizze des Lagerstättenbezirks vom Arapdag

suchungsgebietes, vom Norden nach Süden, die hauptsächlich E-W verlaufenden Gediz- (Hermos), Kleiner Menderes- (Kayster) und Grosser Menderes (Mäander) Gräben sowie im Westen die N-S verlaufende Chios-Karaburun Meeresstrasse. Der Golf von İzmir, unmittelbar an der S-Grenze des Untersuchungsgebietes, stellt wiederum einen E-W streichenden grossen Grabenbruch dar.

Nach PHILIPPSON (1918), PINAR & LAHN (1955) u. a. erfolgten diese Grabenbrüche im Spätpliozän bis Quartär. Die zahlreichen verheerenden Erdbeben der letzten Jahrhunderte in Westanatolien zeigen, dass auch in rezenter Zeit dieser Teil der Erdkruste noch immer in Bewegung ist. Die Gräben, insbesondere der Mäander-Graben, zählen zu den erdbebenhäufigsten Gebieten der Erde.

Bei einem kritischen Vergleich fällt eine merkliche Übereinstimmung der Richtungen zwischen den messbaren Kluftmaxima und den grosstektonischen Bruchlinien Westanatoliens auf. So spiegeln sich die wichtigsten E-W- bzw. N-S-Strukturen wie auch die untergeordneten ESE- bzw. NE-Richtungen der regionalen Gräben in den Kluftmaxima wieder.

Es ist weiterhin zu erkennen, dass auch die Richtung der Aufsteigwege der Vulkanite und die Richtung der oben erwähnten Gräben sich entsprechen. So hat die Längsachse des im Grundriss ovalen Dazitschlots ebenfalls eine 80° Richtung. Diese streicht dem 5 km südlicher angrenzenden Golf von İzmir fast parallel. Die Streichrichtung der Gold-Quarzgänge des Arapdağ pendelt ebenfalls um 90°. Da die Dazite und die damit verbundenen, mineralisierten Gangspalten ein miozänes Alter haben, ist zu schliessen, dass auch die Anlage der markanten E-W-Grabenrichtung bis ins Miozän zurückreichen dürfte. Dabei ist zumindest bemerkbar, dass schon im paläozoischen Bauplan dieses Gebietes diese E-W-Richtung bereichsweise stärker hervortritt. Die untergeordneten N-E und ESE-Grabenrichtungen stimmen dann mit den Richtungen der jüngsten Andesitgänge des Untersuchungsgebietes überein.

Es ist bisher nicht bekanntgeworden, ob mit den spätpliozänen bis quartären Grabenbrüchen Westanatoliens eine vulkanische Aktivität verbunden war. Dagegen treten in diesen jüngsten Grabenzonen sehr zahlreiche thermale Quellen auf. So erwähnt PHILIPPSON (1918) vom Gediz-Graben fünf, vom Kleinen Menderes-Graben eine, vom Grossen Menderes-Graben mindestens sieben und von der Halbinsel İzmir (Graben des Golfes von İzmir) fünf solche thermale Quellen, die alle an Bruchlinien gebunden sein sollen.

In der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes bestand und besteht somit über mehrere Phasen der tertiären und quartären Bruchtektonik ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den regionalen Bruchzonen und dem Aufdringen der vulkanischen Serien. Dieser Vulkanismus äusserte sich im engeren Arbeitsgebiet zunächst in verbreiteten Deckenergüssen. Mit der Wiederbelebung der alten Bruchlinien, in einer jüngeren Phase vulkano-tektonischer Aktivität, treten die letzten Eruptiva in Form von Gangspalten innerhalb der Ergussdecken auf. Eine ähnliche Abhängigkeit vulkanischer Erscheinungsformen von einer persistenten Bruchtektonik beschrieb z.B. auch CLOOS (1939) aus dem nordrheinischen Vulkanbogen.

In Westanatolien scheint darüber hinaus noch ein kausaler Zusammenhang zwischen dem frühen Aufdringen der mächtigen Dazit- und Andesitmassen und der darauf folgenden Bruchtektonik zu bestehen. Offensichtlich entstand durch die Förderung der mächtigen miozänen Vulkanite im Untergrund ein starkes Massendefizit, das im Spätpliozän und Altquartär zur Zusammensackung der darüberliegenden Krustenteile führte. Dabei bildeten sich zunächst lineare Zugspaltensysteme, in denen die jüngsten Andesite empordrangen. Vom Oberpliozän bis ins Altquartär hinein entwickelten sich dann jene grossräumigen, generell E-W streichenden Grabenbruchzonen, die mit ihren Begleitbrüchen die Wege für die aufsteigenden Thermalquellen vorzeichneten.

III. 6. ZUR DEUTUNG DER TEKTONIK IM YAMANLAR-GEBIRGE (SYPOS)

Nach einer Synthese der gross- und kleintektonischen Beobachtungen des Untersuchungsgebietes und der regionalen Umgebung erhalten wir folgendes Bild:

Der alte B-Achsenplan des epimetamorphen, stark gefalteten paläozoischen Rumpfes weist in der Regel NNE- bis NE- und untergeordnet etwa E-W-Richtungen auf.

Die Achsenrichtungen der jungmesozoischen, germanotyp weitspannig verbogenen und zerbrochenen Schichten deuten auf eine Wiederbelebung der alten Strukturelemente hin. Ein grosser Teil von ihnen folgt ebenfalls wieder generell dieser NE-Richtung.

Etwa im Mittelmiozän, das durch die lakustrischen bis brackischen Ablagerungen vertreten ist, muss sich ein vulkanischer Herd in relativ geringer Teufe entwickelt haben, der eine sehr weitspannige, leichte Aufwölbung des Gebietes bewirkte. Unterstützt wird diese Annahme durch folgende Feststellungen:

- 1) Die beobachteten Taltorsi sowie die fast 1000 m hohe Lage des Neogens in unmittelbaren Anschlussgebieten sind auf eine schildförmige Erhebung des Yamanlar-Gebirges (Sypos) zurückzuführen.
- 2) Die Mineralisationsspalten vom Arapdağ, die Zerrungserscheinungen unter Normalspannungen darstellen, weisen eine sehr ausgeprägte Konvergenz nach der Tiefe auf. Wie von CLOOS (1939) in zahlreichen experimentellen Versuchen und in natürlichen Vulkangebieten beobachtet wurde, erscheinen bei der schildförmigen Aufwölbung der Kruste derartige konvergente Zugspalten als charakteristische Strukturelemente.

So liegt es nahe, dass die annähernd E-W streichende Vererzungszone, die vom Pilav tepe bis östlich vom Arapdağ, der das Zentrum der dazitischen Eruptionen darstellt, zu verfolgen ist, die Scheitelregion der ersten Aufwölbung markiert. Beim Aufdringen der jüngeren Vulkanite (Andesite) muss die Aufwölbungsachse wahrscheinlich nach N — etwa der heutigen Wasserscheide dieses Gebirgsstockes (Sypos) entsprechend — verschoben sein, da in jener Zone heute neogene Schichten ihre höchste Lage haben. Infolge dieser grossspannigen Aufwölbung

liegt das untersuchte Gebiet auf der SW-Flanke jenes schildförmigen Gebirgsstockes.

Ein Grossteil der jüngeren tektonischen Bruchlinien, denen auch die meisten Förderwege der Vulkanite folgten, wurde vermutlich in Form von alten Quer-, Längs- bzw. Scherklüften durch die Anlage des alten paläozoischen B-Plans vor-gezeichnet. Sie lebten während des Känozoikum episodisch immer wieder auf.

Diese jungen tektonischen Erscheinungen des Gebietes zeigen somit einen typischen «*vulkano-tektonischen*» Charakter.

IV. LAGERSTÄTTEN

IV. 1. GESCHICHTLICHES

Über die Geschichte des Abbaues des Goldlagerstätten nördlich von Karşıyaka wissen wir sehr wenig. Nach Überlieferungen der Einwohner der nächstliegenden Dörfer sollen hier schon die Genueser Goldbergbau betrieben haben. Dabei wurden nur die reichen Oxydationserze abgebaut. Zum Teil sind auch die verkieselten Dazitzüge mit einigen cm-dicken Quarzgängchen vergeblich angefahren worden.

Den ersten Bericht über die Goldlagerstätte vom Arapdağ finden wir in einem Gutachten von WEISS (1896), in dem er einen Quarzgang in trachytischen Gesteinen beschreibt, aber nicht weiter auf die geologischen Verhältnisse des Gebietes oder die Geschichte des Bergbaues eingeht.

MOLLY (1956) erwähnt eine tertiäre vulkanische Serie von Karşıyaka, die aus gleichaltrigen Andesiten, Daziten, Porphyren, Tuffen und Brekzien aufgebaut wird. Die Quarzgänge vom Arapdağ deutet er als Vererzungen entlang E-W gerichteter Störungen. Die Gesteine vom Arapdağ wurden in seinem Bericht als dazitische, silifizierte Eruptivbrekzie (von P.de WIJKERSLOOTH bestimmt) beschrieben.

Auf Vorschlag von MOLLY begann das M.T.A. Institut (Lagerstättenforschungsinstitut der Türkei) mit den ersten Aufschlussbohrungen dieser aufgelassenen Abbaue im Jahre 1960, die bis Anfang 1963 andauerten. Der Verfasser war 1962 während seiner Geländetätigkeit bei diesen Aufschlussbohrungen mitbeschäftigt. Aus den gewonnenen Bohrkernen erfolgte eine ständige Probennahme für die quantitative Bestimmung der Au- und Ag-Gehalte sowie für Dünn- und Anschliffe.

IV. 2. SYSTEMATIK UND STRUKTURELLE AUSBILDUNG DER IM GEBIET AUFTRETENDEN GÄNGE

Die Erzgänge im Norden von Karşıyaka liegen in jener E-W streichenden Erzzone, die sich vom Pilav tepe über den Arapdağ bis zum Dorf Sancaklı in einer Länge von ca. 3 km erstreckt.

Innerhalb des bearbeiteten Gebietes lassen sich drei Gangerztypen unterscheiden :

1. Die Gold-Quarzgänge
2. Die Blei-Silbererzgänge
3. Die Antimonglanzgänge

IV. 2.1. Die Gold-Quarzgänge

Folgende Mineralparagenese ist für diese Gänge charakteristisch : Silberreiches Freigold (Elektrum), Sylvanit, edle Silberminerale, Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz, Bournonit, Jamesonit, Boulangerit, Markasit, Hämatit und zahlreiche sekundäre Mineralien.

Als Gangfüllung herrschen bei weitem Quarz, Kaolinit und stark limonitisierte Quarz-Dazitbrekzie vor; daneben treten Baryt, Siderit, Chalcedon sowie Kalkspat auf.

Die Gänge im Arapdağ und östlich von ihm treten in der vulkanischen Brekzienschlotfüllung und unmittelbar in Schlotnähe auf und folgen vorwiegend 85°, 65°, 120° und 170° Richtungen. Wie im tektonischen Teil bereits erwähnt wurde, sind die annähernd E-W streichenden, parallelen Gänge Zerrungsspalten, während die 120° und 170° Richtungen jüngere Verwerfungslinien markieren (Abb. 6).

Der Gangbezirk umfasst ein Gebiet von etwa 1 km Länge und 100 bis 150 m Breite, das zum grössten Teil im Bereich des dazitischen Vulkanschlots liegt. Der Hauptgang (Nr. 1),⁴ auf den die Prospektionsarbeiten hauptsächlich konzentriert waren, weist eine streichende Länge von 300 m auf; seine Mächtigkeit schwankt sehr unregelmässig zwischen 0,30 und 3 m. Er streicht annähernd E-W und taucht mit 67°-70° nach N ein.

Die übrigen dem Hauptgang parallelen Gänge erreichen höchstens eine Länge von 80 m und eine Breite von 40 cm. Ihr Einfallen ist meist steil (75°-80°) nach S. Die Quergänge (Nr. 9 und 10 streichen 120° und 170°) sind bis zu 150 m verfolgbar und ihre Mächtigkeit schwankt von 10 bis 50 cm. Sie fallen mit 78° und 60° nach E bzw. W ein.

Ein gemeinsames Charakteristikum der E-W-Gänge ist, dass sie keine durchgehenden Spalten darstellen, sondern oft auskeilen und sich dann im Nebengestein nur als Klüfte verfolgen lassen. Ausserdem fiedern (s. Tektonik) die in der Tiefe als einheitliche Spalten ausgebildeten Gänge nahe der Erdoberfläche in eine Vielzahl von einzelnen Gängen und Gängchen auf und neigen zur *Trümerbildung*. Im Profil gesehen entsteht ein Bild ähnlich einem verästelten Baum.

Es tritt bei den E-W-Gängen noch eine laterale Aufspaltung hinzu. Vom eigentlichen Erzgang schieben unter spitzen Winkeln geringmächtige (einige cm dicke) Gangapophysen ins Nebengestein ein, die sich dort nach ein paar Metern

⁴ Die Gänge wurden vom Verfasser nach ihrer wirtschaftlichen Wichtigkeit numeriert.

verlieren. Wegen dieser Apophysen und der Kaolinisierung des Nebengesteins sind die Salbänder, besonders am Hauptgang, stellenweise unkenntlich geworden, während sie bei den übrigen (relativ) schmalen Gängen mehr oder weniger scharf ausgeprägt sind.

Die Goldführung findet sich nur in den 85° und 65° streichenden Gängen. Der nur für den Hauptgang ermittelte durchschnittliche Goldgehalt liegt bei 2,5 g/t. Das Nebengestein dieser Gänge weist auch noch auf die ersten 10 bis 20 cm eine sehr unregelmässige Goldführung auf.

Im Osten (zwischen J 17 und J 20, s. Anlage III) hat der Hauptgang einen reichen Abschnitt mit 6 g/t Goldgehalt. Die streichende Länge dieser abbauwürdigen Zone beträgt etwa 40 m. Nach der Tiefe ist sie auf 110 m seiger nachweisbar. In diesem Bereich befinden sich auch die alten Abbaue. Sonst treten einzelne reiche Freigoldanbrüche ungemein unregelmässig und willkürlich auf.

Man kann nur allgemein feststellen, dass die Stellen mit reichlich eingebrochenem Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkiesmineralien bessere Goldgehalte als die rein quarzigen Teile ergeben. So war der einmalig angetroffene 60 g/t Goldgehalt von Bohrung 27 im Nebengestein des Ganges, das reichlich die erwähnten Mineralien führte.

In den Arapdağ-Gängen treten mehrere Vererzungsgenerationen auf. So sind zum Beispiel mindestens zwei Generationen von Quarz sowie auch von Erzmineralien nachzuweisen. Wegen der richtungslosfeinkörnigen Verwachsungen der Erzmineralien kann makroskopisch keine Altersfolge der Mineralkomponenten erkannt werden. Die Sulfide, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies umschliessen gelegentlich im cm-Bereich (Bohrkern) die Nebengesteinsstücke kokardenartig und zeigen mehrere Sukzessionen dieser Mineralvergesellschaftung. *Aber ausgesprochen niveaubeständige, auf grössere Erstreckung hin anhaltende Lagentexturen fehlen.*

1 bis 2 m³ grosse Bleiglanztaschen im Hauptgang (Abb. 7) zeigen brekziöse bis richtungslos-massige Ausbildung. Hier werden Nebengesteinsfragmente von zahllosen Bleiglangzgängchen umschlossen und durchsetzt und bilden schliesslich solche dichten Bleiglanzstöcke.

Die jüngeren Quergänge sind goldfrei. Der Quergang Nr. 10, dessen Salbänder vielfach schwarze Lettenbestege und Rutschstreifen aufweisen, ist mit verquarzter Mylonitbrekzie gefüllt. Als Gang Nr. 9 wird das längs einer Störung verkieselte Nebengestein bezeichnet.

IV. 2 2. Die Blei-Silbererzgänge

Bei diesen Gängen wurden keine Goldgehalte festgestellt. Folgende einfache Mineralparagenese charakterisiert sie: silberhaltiger Bleiglanz und Pyrit sekundär Anglesit, Cerussit und Brauneisen. Quarz ist wieder bei weitem die vorherrschende Gangart. Baryt tritt sehr spärlich auf.

Diese Gänge kommen beim Sancaklı-Brunnen, in der östlichen Fortsetzung des Gold-Quarzgangdistriktes vom Arapdağ vor. Im Gegensatz zu der vorherigen

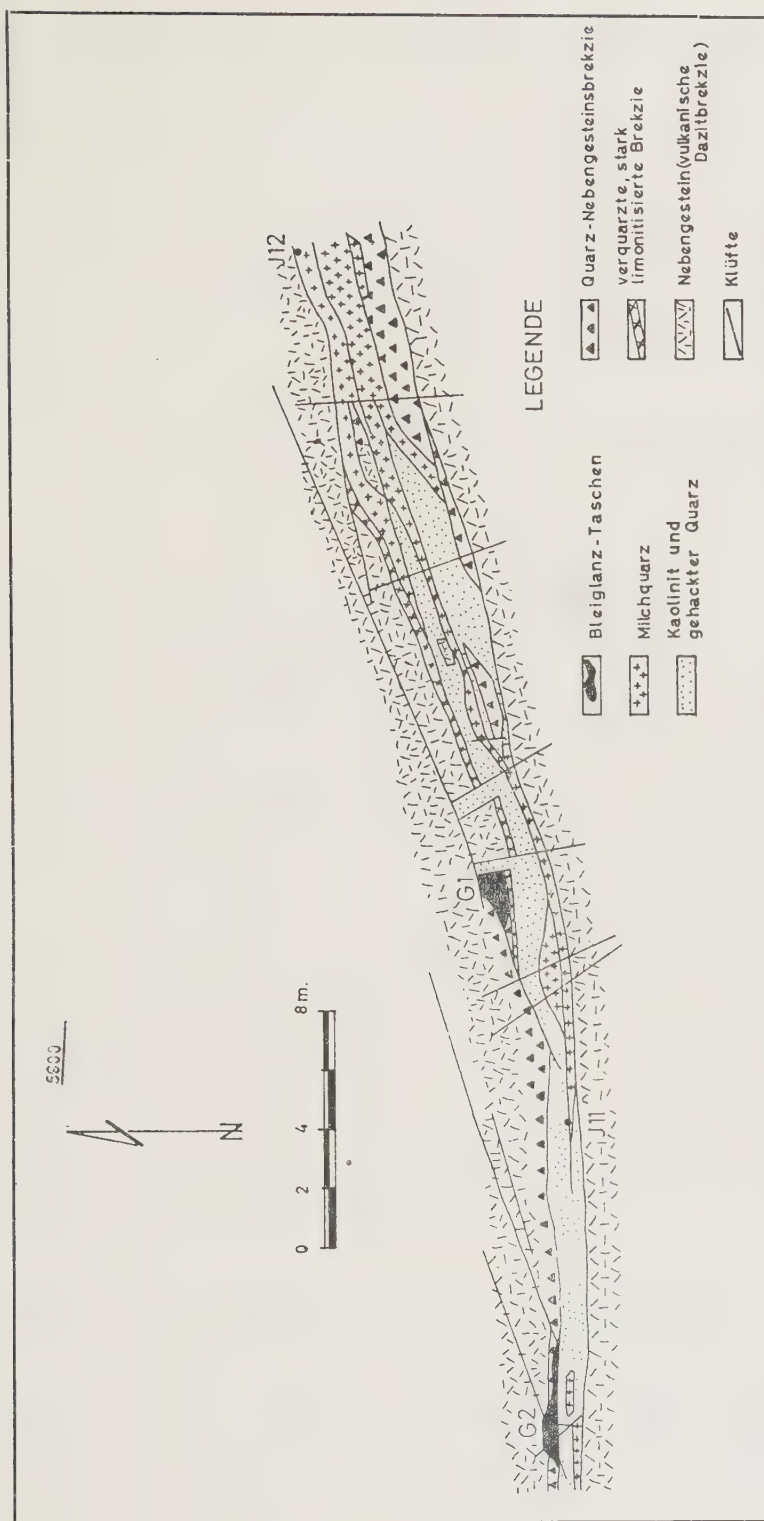


Abb. 7 - Spezialaufnahme des Haupt-Goldquarzanges vom Arpadag im Bereich der Bleiglanzvorkommen.

Gruppe finden sie sich nicht im Vulkanschlot oder in dessen unmittelbarer Nähe, sondern in einiger Entfernung vom Schlot in Biotit-Hornblende-Dazit und deren Tuffen.

Es handelt sich hier um Kluftfüllungen, die in der Hauptsache 45° bzw. 70° Richtungen verfolgen und mit 50° - 60° nach NW eintauchen. Die vier bis fünf Gängchen erreichen maximal eine Länge von 25 m, während ihre Mächtigkeiten nur 3 bis 8 cm betragen. Auch hier ist ein vertikales und laterales Aufbiegen der Gängchen festzustellen. Auf Grund ihrer geringen und sehr schwankenden Mächtigkeiten verlieren sie sich im Streichen oft und tauchen nach einigen Metern wieder auf.

Makroskopisch ist eine leicht drusige Ausbildung zu beobachten. Auf den zum Teil wasserklaren Quarzkristallen, die von den Kluftwänden auswachsen, sitzen grobe Bleiglanzkristalle, die vielfach bis 1 cm Grösse erreichen.

IV. 2. 3. Die Antimonglanzgänge

In den Antimonitgängen konnten keine Goldgehalte nachgewiesen werden. Folgende Mineralparagenese ist für sie bezeichnend: Antimonit, Pyrit und Zinnober; sekundär Antimonocker. Als Gangart treten Quarz und Baryt auf. Besonders die reichliche Barytführung kennzeichnet sie gegenüber den anderen Vererzungen.

Die Gänge durchschlagen die Dazittuffe des Pilav tepe 1 km westlich vom Arapdağ. Dort treten ein Hauptgang mit Antimonit, Quarz und Baryt sowie mehrere kleine Parallelgänge mit nur Baryt und Quarz auf. Sie wurden bereits von den Alten mit verschiedenen, im allgemeinen wenige Meter langen Schurfstollen auf ihre Goldführung untersucht.

Die Gänge halten sich an ein 80° - 85° streichendes, etwa seiger stehendes Kluftsystem, das die gleich streichenden Störungen im Westen und Norden dieses Bezirks begleitet. Die einzelnen Gänge sind zwischen 5 und 15 cm dick; die ganze von den Gängen durchzogene Zone ist etwa 200 m breit. Wiederholt weiten sich die Gänge zu kleinen, bis 60 cm breiten und bis 2 m langen Kavernen aus.

Auf den Wänden der Spalten und der Kavernen sitzen wasserklare Quarzkristalle und grosse (bis 5 cm) tafelige Barytkristalle. Der Antimonit wurde nur im Bereich des Hauptganges und auch dort in geringen Mengen beobachtet. Er ist entweder in Form von Rosetten eng mit Gangarten in den Kluft verwachsen oder durchsetzt das Nebengestein in feinen (einige mm dicken) Gängchen.

IV. 3. HYDROTHERMALE BEEINFLUSSUNG DES NEBENGESTEINS

Ausser der regionalen Propylitisierung, die durch die Autohydratation der erstarrenden oder bereits erstarrten Laven zu erklären ist, tritt in unmittelbarer Nachbarschaft der Gänge eine weitgehende hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteins auf, die sich in Verkieselung und Kaolinisierung äussert. Diese

Umwandlungen des Nebengesteins sind streng von den Silifizierungen und Kaolinisierungen im Zusammenhang mit der Grünsteinbildung zu trennen, die weit älter als die Erzbildung und unabhängig von der Vererzung weiträumig verbreitet sind. (Auch muss die durch Verwitterung bedingte Kaolinisierung ausgeschlossen werden.)

Die Verkieselung tritt am stärksten in der unmittelbaren Nachbarschaft des Hauptquarzganges vom Arapdağ auf. Eine 0,5 bis 1 m breite Zone des Nebengesteins entlang der beiden Salbänder wurde vom mm- bis cm-dicken Quarzadern durchsetzt oder von Kieselsäurelösungen durchtränkt. Hierbei gehen die weissen bis gelblichen Quarzmassen ohne scharfe Begrenzung in weisslichgraue, verkieselte Nebengesteine über.

Die Quarzschnüre unterliegen sowohl im Streichen als auch im Einfallen keinen Gesetzmässigkeiten. Bald sind sie dem Hauptgange parallel, bald kreuzen sie sich völlig regellos. Zum Teil wird das Nebengestein von ihnen derart dicht und regellos durchsetzt, dass man von einem «*Quarzstock*» sprechen kann.

U.d.M. bilden sie hypidiomorphe bis allotriomorphe, feinkörnige Aggregate, die sich schnurartig durch das Nebengestein ziehen. Das Nebengestein, das die Zwickel der Quarzäderchen füllt, ist völlig silifiziert, serizitisiert, epidotisiert und kaolinisiert. Zum Teil kam es zur Bildung von Prehnit, Tremolit- und (?) Turmalinnadeln.

Die völlige Durchsetzung des Nebengesteins mit solchen papierdünnen bis cm-dicken Quarzäderchen ist den gleichen Kieselsäurelösungen zuzuordnen, die auch den Ganginhalt ausschieden. Andererseits schufen dieselben tektonischen Kräfte, die Öffnung der Gangspalten verursachten, auch die haardünnen Risse im Nebengestein, die nachher durch die obengenannten Lösungen ausgeheilt wurden.

In den Laven und Tuffen der dazitischen Serie wurden immer wieder, wie bereits an anderer Stelle erwähnt, in markanten tektonischen Richtungen verkieselte Rücken beobachtet, die bis 200 m lang und 10 m mächtig werden können. Zum Teil stecken in ihnen 5 bis 15 cm dicke Quarzgängchen, die der jüngsten Quarzgeneration angehören.

An tektonisch bedingten Linien (Klüften, Spalten, Verwerfungen) drangen jüngste kieselsäurehaltige Lösungen auf, die das Gestein durchtränkten und seine Verkieselung verursachten. Sie waren frei von Bunt- und Edelmetall, da im Zusammenhang mit ihnen keine Mineralvergesellschaftung festgestellt werden konnte und die von den Alten unternommenen Sucharbeiten nach Edelmetall immer wieder aufgegeben werden mussten.

Nur an den Gold-Quarzgängen vom Arapdağ ist Kaolinisierung zu beobachten. Lockere, erdige bis dichte, schneeweisse bis gelbliche Massen treten an den Salbändern und an den Nebengesteinseinschlüssen auf. Der Kaolin ist mit der älteren Quarzgeneration eng vergesellschaftet. Wo die Kaolinisierung ins Nebengestein eindringt, wird die Trennung des Ganges vom Nebengestein unmöglich.

U.d.M. erweisen sich die kaolinisierten Partien als ein Gemisch von allotriomorphem, feinkörnigem Quarz, Serizit, Epidot, Chlorit sowie Kaolinsubstanz. Am Kontakt zu dem unverän-

derden Teil des Gesteins wachsen idiomorphe, leistenförmige Epidotkristalle (Klinozoisit), die bis 0,4 mm Länge erreichen können.

Die Kaolinisierung erfolgte durch hydrothermale Zersetzung des Nebengesteins.

IV. 4. MINERALOGIE UND PARAGENESE DER ERZGÄNGE

Im folgenden werden die Ergebnisse der erzmikroskopischen Untersuchungen getrennt nach den Paragenesen der drei verschiedenen Gangtypen besprochen, wobei kurz auf die makroskopischen Beobachtungen an den einzelnen Mineralien eingegangen wird.

IV. 4.1. Die Gold-Quarzgänge des Arapdağ

Die Vererzung der Arapdağ-Gänge, auf denen das Hauptgewicht der erzmikroskopischen Untersuchungen liegt, hat folgende durchschnittliche mikroskopische Zusammensetzung :

Zinkblende	39,3 %	Markasit	0,8 %
Pyrit	36,7 %	Arsenkies	0,6 %
Bleiglanz	18,3 %	Fahlerz	0,4 %
Kupferkies	3,6 %		

Sowohl Elektrum als auch die edlen Silberminerale und Spießglanze der Paragenese (s. S. 43-44) liegen in ihrem Gehalt unter 0,1 % und konnten somit in der statistischen Auswertung nicht erfasst werden. Es wurden zur Ermittlung der obigen Werte 20 Anschliffe aus den sulfidreicheren und somit erzmikroskopisch interessanten Erzproben ausgewählt. So ist zu verstehen, dass der Pyrit, der bei der Betrachtung des gesamten Gangbezirks mit weitem Abstand das vorherrschende Erzmineral ist, hier an zweiter Stelle nach der Zinkblende steht.

1. Pyrit. — In den Arapdağ-Gängen tritt als häufigstes Sulfid Pyrit auf. Als Kristallformen wurden mehrfach Hexaeder beobachtet, deren Ecken abgestumpft sein können. Auch finden sich Pentagondodekaeder (Pyritoeder) und Oktaeder in selbständiger Ausbildung. Die Dimensionen der Kristalle schwanken von einigen μ bis 2 mm.

Der Pyrit bildet keine «derbe Massen», sondern ist teils mit Quarz, teils mit Sulfiden klein- bis feinkörnig innig verwachsen. Dabei kann gelegentlich der Pyritanteil bis auf 80 % ansteigen und es entstehen dunkelgraue bis schwarze Schwefelkiesflächen im Gang. Als typischer Durchläufer ist er in jeder Phase des gesamten Mineralisationsprozesses zu finden.

Im Nebengestein sind Imprägnationen und Gängchen von hydrothermal zugeführtem Pyrit weit verbreitet. Solche Schwefelkiespartien sind für die Goldführung manchmal von Wichtigkeit.

In den durch die hydrothermalen Vorgänge umgewandelten femischen Gemengteilen des Nebengesteins sind u. d. M. oft modellscharfe Pyritkriställchen

zu beobachten, deren Eisengehalt aus zersetzten Silikaten stammt. Auch bei der Verkiezelung des Nebengesteins und der Nebengesteinsfragmente im Gang bleibt der ursprüngliche Fe-Gehalt als Pyrit festgehalten.

Innerhalb der Gangsparagenesen ist er einmal zusammen mit Arsenkies zu beobachten, wobei diese sicherlich älteren Ausscheidungen von jüngeren Sulfiden verdrängt wurden.

Die jüngeren Sulfide zeigen dann wiederum Verwachsungen mit einem gleichaltrigen, somit jüngeren Pyrit.

Vielfach sitzen die Pyriteinschlüsse in Sulfidmineralien. Dabei kann die Form der Einschlüsse von idiomorphen Kristallen bis zu gerundeten Körnern wechseln, was sowohl auf Verdrängungsrelikte als auch auf gleichzeitige Ausscheidungen hinweist. Oft wurde Pyrit, der sich auf Kristalloberflächen eines noch wachsenden Wirtminerals ansetzte, von diesem wieder umschlossen.

Auch der umgekehrte Fall tritt oft auf, da der Pyrit hier ein ausgesprochener Durchläufer ist. Auf den Kristallflächen (100) und (010) des Pyritwürfels siedelten sich Bleiglanz und Kupferkies an, die zum Teil dann beim Weiterwachsen des Pyrits überwuchert wurden.

Ein weiteres Beispiel für die gleichzeitige Ausscheidung geben Eisenglanzeinschlüsse im Pyrit. Reinen Pyriten sitzen unregelmässig oder büschelig, ästelig angeordnete Hämatit tafeln und Quarz auf, die dann beim Weiterwachsen des Pyrits völlig von ihm umschlossen werden. So kann es in grösseren Pyritaggregaten oft zu mehrmaligem Wechsel von reinem Pyrit und solchem, der Hämatit umgewachsen hat, kommen.

Erwähnt seien auch noch filigranartige Verdrängungen von Quarz entlang Korngrenzen durch jüngeren, gelartigen Pyrit sowie das skelettförmige Hineinwachsen des letzteren in die Gangart.

2 Arsenkies. — Arsenkies ist extensiv und intensiv wenig verbreitet und wurde nur unterhalb der 50 m Teufe des Arapdağ-Hauptquarzganges angetroffen.

Die idiomorphen, säulig- und rhombenförmigen Querschnitte sind meist zerbrochen und zeigen u.d.M. nach (100) bzw. (001) spindelige, mimetische Zwillinglamellierung. Auch weisen manche Rhomben Zonarbau auf. Verwachsungen mit anderen Erzmineralien sind kaum zu beobachten, meist tritt Arsenkies als selbständiger Kristall in der Gangart auf. Öfters wird er von den jüngeren Sulfiden entlang der kataklastischen Risse verdrängt. Auch die Gangart (Quarz) kann ihn zonar, von der Mitte aus bis auf einen schmalen Rand verdrängen, so dass innen quarzgefüllte, geplatzte, rhombenförmige Kästchen entstehen.

Mit blossem Auge sind die Arsenkieskriställchen nicht wahrzunehmen. Die Leisten können 2-6 μ breit und 20-50 μ lang werden, während die Dimensionen der Rhomben bei 10-50 μ liegen.

Genetisch gehört der Arsenkies zur frühesten Phase des Mineralisationsprozesses der Arapdağ-Gänge. Er wurde mit dem ältesten Pyrit zusammen ausge-

schieden, der keine Verwachsungen mit Sulfiderzen zeigt, sondern von ihnen verdrängt wird.

3. *Markasit*. — Markasit ist extensiv ziemlich verbreitet, obwohl er nur in geringer Intensität vorkommt.

U.d.M. tritt er in lappig-verzahnten oder glattrandig-hypidiomorphen Aggregaten mit den kataklastischen Pyritkristallen vergesellschaftet auf. Selbst zeigt er auch Sprengrisse. Er ist grob bis fein zwillingslamelliert. Hier handelt es sich offensichtlich um eine azendente, frühzeitige gemeinsame Ausscheidung mit Pyrit.

Nicht selten bildet er konzentrisch-schalige Verwachsungen wobei die säuligen, radialstrahlig angeordneten Individuen, die auch Zwillingslamellierungen aufweisen, senkrecht auf der Schalenoberfläche stehen (Tf. I, Foto 1). Solche Gelbildungen können bis 160 m tief unterhalb des Ausbisses reichen. Da in dieser Teufe noch Oxydationsminerale auftreten, ist wahrscheinlich auch dieser sehr junge, gelartige Markasit durch die Wirkung der absteigenden Wässer entstanden. HELKE (1938) erwähnt auch die deszendente Entstehung des Markasits 250 m unter der Erdoberfläche aus den Goldlagerstätten des slowakischen Mittelgebirges.

4. *Hämatit*. — Die stellenweise braunrote und rote Färbung des Gangquarzes vom Arapdağ beruht auf der mikroskopisch feinen Durchstäubung mit Hämatitschüppchen. Sie sind in Form von kleinen Büscheln in Quarz oder Sulfiden, insbesondere aber im Pyrit, eingewachsen.

Nur einmal konnte ich auf der 160 m Teufe eines Nebengängchens Kriställchen im makroskopischen Bereich beobachten. U.d.M. kann man // (0001) ausgebildete leistenförmige, idiomorphe Hämatitkristalle finden, die in einem Gemenge von Rubinglimmer und Nadeleisenerz wirr eingestreut liegen und zum Teil von diesen völlig pseudomorphosiert werden. Auch kommt gelegentlich Pyrit pseudomorph nach Eisenglanz vor.

Über die, nur mit stärksten Vergrößerungen wahrnehmbaren, Hämatiteinschlüsse im Pyrit wurde bereits berichtet. Schliesslich seien noch die seltenen, einige μ grossen Hämatitleisten in der Zinkblende erwähnt.

Der Hämatit wurde offenbar gleichzeitig mit dem Pyrit ausgeschieden, der gleichaltrige Verwachsungen mit den jüngeren Sulfiden zeigt.

5. *Zinkblende*. — Die Zinkblende tritt in den Arapdağ-Gängen mengenmässig etwas geringer als der Pyrit auf. Wegen ihrer derben Ausbildung (0,1 bis 1 cm Korndurchm.) tritt sie, makroskopisch betrachtet, stärker als der feinverteilte Pyrit hervor.

U.d.M. kann man eine ältere Zinkblende von einer jüngeren Zinkblende unterscheiden. Die Bildung der älteren folgte nach den älteren Arsenkies- und Pyritausscheidungen, die jüngere lässt sich bis zum Ende der Vererzungsphase der jüngeren Sulfide verfolgen.

Die ältere Zinkblende enthält gegenüber der jüngeren Varietät grössere Eisengehalte und zeigt lichtbraune bis dunkelbraune Innenreflexe. Bemerkenswert ist, dass diese Zinkblende deutlich anisotrop ist. Auch werden feine polysynthetische Zwillinslamellen massenhaft beobachtet.

Ein weiteres Charakteristikum der älteren Generation ist, dass sie sehr viele Kupferkiesentmischungskörperchen führt. Gestalt und Orientierung sind nicht einheitlich. Sie sind bald tropfenförmig (Durchm. 1-4 μ) unregelmässig verteilt, bald perlschnurartig oder in Stäbchen (Dicke 0,5-1 μ , Länge 5-15 μ) nach kristallographischen Richtungen angeordnet. Auch kommen unregelmässig-lappige Körner vor, die offenbar durch Sammelkristallisation der Entmischungskörperchen entstanden sind.

Die jüngeren Sulfide-Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz-verdrängen die ältere Zinkblende längs geradlinig oder treppenartig orientierten kataklastischen Rissen. Sehr charakteristisch sind noch die schmalen Säume von Bleiglanz um die ältere Zinkblende, von denen aus dieser in sie eindringt. Dagegen zeigt die jüngere Zinkblende verzahnte, glattrandige Verwachsung mit jenen Sulfiden. Sie findet sich in der schalenförmigen Umwachsung von Gangart, wobei sie in wechselnden Lagen mit den übrigen jüngeren Sulfiden auftritt.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt Zinkblende als Goldträger (s. unter Elektrum).

6. Bleiglanz. — Nach Pyrit und Zinkblende ist Bleiglanz das dritthäufigste Sulfid. Nur in taschenförmigen Bildungen übertrifft er mengenmässig alle anderen Mineralien. Makroskopisch ist der Bleiglanz in diesen Taschen derbmässig bis brekziös mit Quarz-Dazitbrekzie innig verwachsen.

U.d.M. weist dieser derbe Bleiglanz massenhafte Einschlüsse von Bournonit, Fahlerz, Jamesonit, Kupferkies, Rotgültigerz sowie Polybasit auf, die 5 bis 20 μ Dimensionen erreichen. Die Einschlüsse sind sowohl nach kristallographischen Richtungen orientiert als auch gesetzlos verteilt. Es liegen hier gleichzeitige Ausscheidungen und Entmischungen vor. Beim ersten Fall wurden sie offenbar auf Kristallflächen des Bleiglanzes angesiedelt und nachher von diesem wieder überwachsen. Der Bleiglanz ist mit wenig Kupferkies und Pyrit vergesellschaftet. Von Anglesit, Covellin, Neodigenit sowie Tenorit wird diese Mineralvergesellschaftung intensiv verdrängt, wobei schalenförmige Verwachsungsbilder entstehen.

In den übrigen Bereichen der Arapdag-Gänge tritt der Bleiglanz als grobkörnige, idiomorphe bis xenomorphe Aggregate auf, die mit Kupferkies, Fahlerz und Zinkblende eng vergesellschaftet sind. Oft schliesst er idiomorphe Pyrite und Arsenkiese der älteren Mineralisationsphase ein oder verdrängt diese längs der Sprengnisse.

7. Kupferkies. — In wesentlich geringerer Menge als die vorhergehenden Sulfide, doch extensiv recht verbreitet, ist Kupferkies vertreten.

U.d.M. tritt er selbständig in lappigen, verzahnten Aggregaten auf und enthält idiomorphe Pyritkristalle sowie xenomorphe Zinkblendekörner. Mit den isogenetischen Sulfiden ist er xenomorph, glattrandig verwachsen. Auch füllt er gelegentlich die Zwickel zwischen idiomorphem Bleiglanz und Quarz.

Über die Kupferkiesentmischungen in der Zinkblende wurde schon berichtet. Zum Teil führt die Zinkblende reichliche Entmischungen von Kupferkies, wenn dieser auch sehr spärlich als selbständiges Mineral mit ihr vergesellschaftet ist. Auch seien hier noch die gelegentlich auftretenden, hypidiomorphen bzw. buchtig-lappigen Kupferkieseinschlüsse in der Zinkblende erwähnt, die über die Größenordnung der Entmischungsprodukte hinausgehen.

Entmischungen im Kupferkies selbst sind nicht beobachtet worden. Sehr verbreitet ist die charakteristische Zwillingbildung nach mehreren Flächen.

Nicht selten verdrängt Kupferkies älteren Pyrit und Zinkblende filigranartig entlang von Rissen.

Nach der Tiefe nimmt der Kupferkiesgehalt des untersuchten Hauptganges zu. Die Bildung des Kupferkieses fällt zeitlich in die jüngere sulfidische Mineralisationsphase der Arapdağ-Gänge.

8. *Fahlerz*. — Noch seltener als Kupferkies tritt das Fahlerz auf. Seine Extensität erreicht aber doch die Verbreitung der anderen Sulfide. Makroskopisch ist es kaum wahrzunehmen.

Zwei Arten von Fahlerz wurden u.d.M. festgestellt. Die eine Art, das mit Vorbehalt als Freibergit bezeichnete Sb-Fahlerz, wird später behandelt (s. S. 43). Die zweite Art hat unter Öl grünliche Farbe mit leichtem Blauton und steht somit dem bei RAMDOHR (1960) angeführten Tennantit sehr nahe.

Dieses Arsenfahlerz ist in Form von lappigen Fetzen mit den jüngeren Sulfiden (Bleiglanz, Kupferkies u.a.) vergesellschaftet. Sehr oft dringt es auf Korngrenzen und auf feinen Rissen in älteren Pyrit, Arsenkies und Zinkblende ein.

Fahlerz wurde gleichzeitig mit den erwähnten jüngeren Sulfiden zusammen ausgeschieden.

9. *Bournonit*. — Makroskopisch wurde er niemals beobachtet. Hauptsächlich ist er in Form von lappig-buchtigen oder spindelförmigen Leisten im Bleiglanz eingeschlossen (Tf. I, Foto 2). Die Aggregate sind sowohl nach kristallographischen Richtungen eingeregelt als auch gesetzlos verteilt. Bei den kleinen Dimensionen (1 bis 10 μ) der Einschlüsse gibt nur die charakteristische, zum Teil in zwei Richtungen der basalen Schnitte ausgebildete, polysynthetische Zwillingbildung einen sicheren Anhalt zur Diagnose.

Einmal konnten selbständige, hypidiomorph-lappige Bournonitkörner beobachtet werden, die deutlichen Zonenbau aufwiesen.

Genetisch gehört auch Bournonit zu der jüngeren Sulfidparagenese.

10. *Bleiantimonsulfide*. — Im Bleiglanz finden sich u.d.M. stark reflexionspleochroitische, nach kristallographischen Richtungen eingeregelter Nadelchen eines lichtgrünlichen Erzes, das ich als *Jamesonit* deute. Die Dimensionen der Leisten betragen 1 bis 3 μ Breite und 5 bis 20 μ Länge.

Boulangerit findet sich in Form von orientierten Nadeln im Bleiglanz oder ist randlich verfigert mit diesem verwachsen. Die selbständigen Aggregate sind lappig verzahnt und füllen gelegentlich die Zwickel von idiomorphen Quarzen.

Die Unterscheidung von *Jamesonit* und *Boulangerit* macht erzmikroskopisch grosse Schwierigkeiten. Der typische zart grünliche Ton der hellsten Stellung von *Jamesonit* gegen Bleiglanz kann als Kennzeichen zur Diagnose herangezogen werden.

Die *Bleiantimonsulfide* sind als gleichzeitige Ausscheidungen mit den jüngeren Sulfiden aufzufassen.

11. *Edle Silbererze*. — Infolge ihrer feinen Verteilung sind die Silberträger niemals makroskopisch sichtbar. U. d. M. wurden sie vorwiegend im Bleiglanz beobachtet. Es wurden folgende Silberminerale festgestellt :

Rotgültigerz
Polybasit
Freibergit
Petzit (?)

Bei *Rotgültigerz* handelt es sich wahrscheinlich sowohl um *Proustite* als auch um *Pyrargyrit*. Die Unterscheidung der beiden Minerale ist im Anschliff nicht immer sicher durchzuführen. Es bildet xenomorphe und leistenförmige Aggregate von 3 bis 20 μ Grösse im Bleiglanz. Einige sind nach den kristallographischen Richtungen des Wirtsminerale angeordnet, während andere völlig unregelmässig verteilt sind (Tf. I, Foto 2). Durch die charakteristischen blutroten bis ziegelroten Innenreflexe ist die Diagnose erleichtert.

Seltener finden sich *Polybasitleisten* von etwa 2 μ Breite und 6 μ Länge, die regellos in Bleiglanz liegen. Bei intensiver Bestrahlung zeigen sie schnell, bedingt durch Lichtätzung, punktförmige Abröstung. Etwas höher reflektierende Teile rösten viel langsamer ab (*Pearceit*?).

Als *Freibergit* wurde von mir — mit Vorbehalt — ein isotropes Mineral bezeichnet, dessen Reflexionsvermögen dem *Fahlerz* sehr gleichkommt und dessen Farbton gegen Bleiglanz «olivgelbbraun» und gegen Kupferkies «braungrau» erscheint. Xenomorph-rundliche, tropfenförmige Körner und leistenförmig-spindelige Aggregate sitzen vorwiegend im Bleiglanz (Tf. I, Foto 2) und untergeordnet im Kupferkies. Ihre Grössenordnung liegt zwischen 1 und 20 μ . Die Einschlüsse sind sowohl nach kristallographischen Richtungen als auch unregelmässig in den Wirtsmineralen verteilt.

Da in manchen Proben, in denen chemisch Silbergehalte nachgewiesen worden sind, nur das obengenannte Mineral vorkommt, wird die Annahme, dass es sich hier um silberhaltiges *Fahlerz* handelt, unterstützt.

Auf den Freibergiteinschlüssen sitzen kleinste Tropfen eines gelblich-weisslichen Minerals, das etwas höheres Reflexionsvermögen als Bleiglanz besitzt. Da sie sehr klein sind ($\sim 0,5 \mu$), konnten ihre übrigen mikroskopischen Eigenschaften nicht festgestellt werden. Es könnte sich hier um *Petzit* handeln.

Selten werden noch im Bleiglanz sehr kleine ($\sim 1 \mu$) Tröpfchen von *gediegenem Silber* beobachtet.

Die Paragenesen der edlen Silbererze mit Bleiglanz und den übrigen jüngeren Sulfiden (Kupferkies, Fahlerz u.a.) sprechen für die gleichzeitige Ausscheidung dieser Mineralien. Die im Bleiglanz kristallographisch eingeregelter spindelförmigen Aggregate sind offensichtlich auf Entmischung zurückzuführen. Da diese Silbermineralien auch in grösseren Teufen vorkommen, wo die sekundären Mineralien kaum zu treffen sind, müssen sie primär entstanden sein.

12. Sylvanit. — Nur ein einziges Mal wurde im Kupferkies aus einer dem 160 m Niveau stammenden Probe ein 2 bis 3 μ grosses, hypidiomorphes, glattrandiges Mineral angetroffen, das als Sylvanit angesprochen wurde. Obwohl die Grösse des Einschlusses eine mikrochemische Analyse nicht gestattet, sichert die Übereinstimmung der wesentlichen mikroskopischen Eigenschaften des Minerals mit der Beschreibung RAMDOHR's (1960) die Diagnose. Die typische polysynthetische Zwillingslamellierung nach (100) und die starken Anisotropieeffekte sind gut zu erkennen.

Dieses nur einmal angetroffene Mineral ist sicher in die gleiche Bildungsphase mit Kupferkies, edlen Silbererzen und Elektrum zu stellen.

13. Elektrum. — Das gediegene Gold der Quarzgänge vom Arapdağ ist niemals makroskopisch sichtbar. Es findet sich entweder als mikroskopisch feststellbares Pochgold, welches in anderen Mineralien (Gangarten und Erze) fein eingewachsen ist oder als Schlichgold, das so fein in Wirtsmaterialien verteilt ist, dass es sich der direkten mikroskopischen Beobachtung entzieht. Deshalb konnte auch bei Proben, in denen durch chemische Analyse Goldgehalte bis 38 g/t festgestellt wurden, kein Gold beobachtet werden.

U. d. M. erscheint das Mineral mit extrem hohen Reflexionsvermögen und hellgelb bis fast reinweisser Farbe. Demzufolge handelt es sich um silberreiches Gold, die Gold-Silberlegierung Elektrum.

Am Arapdağ tritt Elektrum in Vergesellschaftung mit folgenden Mineralien bzw. Mineralparagenesen auf :

a) Meistens sind die Elektrumkörner oder unregelmässig lappige Formen im *Pyrit* und an dessen Grenze zur Gangart zu beobachten (Tf. II, Foto 1). Dagegen treten Verdrängungen des Pyrits längs der kataklastischen Risse durch das edle Mineral spärlich auf (Tf. II, Foto 2). Auf Grund der gleichzeitigen Gold- Pyrit-Kristallisation wurden die auf einer alten Kristalloberfläche des Pyrits abgesetzten Goldkeime schliesslich von dem schneller wachsenden Pyrit (*impetuous dumping*) umschlossen. Wenn die Umschliessung nicht mehr zustandekam, blieb das im

Innern des wachsenden Pyrits angesiedelte Elektrokorn an der Verwachsungsgrenze des Pyritkristalls mit der Gangart stecken, so dass verdrängungsähnliche Gebilde vorgetäuscht werden.

b) Vielfach sitzt körniges Elektrum genau auf der Verdrängungsgrenze zwischen jüngeren Sulfiden (Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz u. a.) und *Arsenkies* — dem ältesten Mineral der Paragenese (Tf. III, Foto 1). Dagegen wurden niemals Einschlüsse von Elektrum in Arsenkies beobachtet. Das Gold ist somit jünger als der Arsenkies. Die Elektrokörner sind meist nur wenige μ gross.

c) An der Verwachsungsgrenze *Kupferkies-Gangart-Fahlerz* sitzen gelegentlich buchtig-lappige Gebilde von Elektrum. Derartige Aggregate erreichen bis zu 16 μ Grösse.

d) In *Zinkblende* findet sich rundlich-tropfenförmiges Elektrum. Solche, während der Kristallisation von Zinkblende umschlossenen Tröpfchen werden meist nur 2 bis 4 μ gross. Mengenmässig können sie aber doch eine wichtige Rolle spielen, da bei der Vererzung die Zinkblende nach Pyrit am meisten einbrach.

e) Weit wichtiger sind die Einschlüsse im *Bleiglanz* selbst oder auf der Verwachsungsgrenze zwischen diesem und einem älteren Sulfid — häufig Pyrit — (Tf. III, Foto 2). Gelegentlich findet man unregelmässige buchtig-lappige Körner, die von Bleiglanz und Gangart (Quarz) umschlossen werden und 6 bis 12 μ Grösse erreichen können. Die rundlich-tropfenförmigen Einschlüsse auf Verwachsungsgrenzen können auch manchmal in das ältere Sulfid hineinwachsen.

Die Verwachsungsarten weisen auch hier wieder auf ein gleichzeitiges Ausscheiden des Elektrums mit Bleiglanz hin.

f) Selten wachsen Kristallskelette und feinste Gängchen von Elektrum in die *Gangart* (Quarz, Quarz-Dazitbrekzie) hinein (Tf. IV, Foto 1). Ihre Dimensionen liegen auch bei einigen μ und weisen manchmal eingeschlossene winzige Fahlerztropfen auf.

Nach den bisher beschriebenen Fällen dürfte das Elektrum von aszendenter Natur sein, da es stets mit azendenten Sulfidmineralien vergesellschaftet ist. Doch geben die chemischen Analysen auch Hinweise auf sekundäre Anreicherungsmöglichkeiten desselben. In der Oxydations-Zementationszone der Lagerstätte, wo ja bekanntlich Gold angereichert werden kann, wurden reichere Edelmetallgehalte nachgewiesen (M.T.A. chemische Analysen), obwohl es in keinem sekundären Mineral erzmikroskopisch beobachtet werden konnte.

14. Sekundäre Mineralien. — Die sekundären Mineralien sind zum Teil bis in Tiefen von 160 m unterhalb des Ausbisses anzutreffen. Diese relativ grosse Tiefe der Oxydations- und Zementationszone ist auf die starke Schwankung des Grundwasserspiegels einerseits und auf die porige, brekziöse sowie klüftige Beschaffenheit des Nebengesteins andererseits zurückzuführen. Das Fehlen der karbonatischen Nebengesteine bedingt die Entstehung der typomorphen Oxydations- und Zementationsmineralien. So überwiegen Covellin, Tenorit und Anglesit, während

Kupferglanz, Cerussit und Zinkspat sehr spärlich auftreten und Malachit, Azurit völlig fehlen. Ausserdem wurden stellenweise in geringen Mengen Bleiglanz, Fahlerz, Pyrit und Markasit gelförmig zementativ abgesetzt.

Wie MAUCHER (1939) an den Erzen von Bayerland feststellen konnte, scheint auch hier, bei dem Mangel an reaktionsfähiger Gangart, das vornehmliche Ausscheiden von Covellin und Tenorit anstelle von Kupferglanz und Cuprit das besondere Zeichen für den sehr sauren Charakter der Sickerwässer zu sein.

Kupferglanz (rhombische Varietät und Neodigenit) findet sich gegenüber Covellin sehr untergeordnet und innig mit diesem verwachsen in den oberen Teufen. Gelegentlich verdrängt er Kupferkies in Form von Lamellen, die den (111) Flächen folgen. Auch wird der selten auftretende *Bornit*, der wahrscheinlich zementativ entstanden ist, von Kupferglanz und dieser dann seinerseits von Covellin verdrängt.

Covellin verdrängt in feiner pulveriger Masse Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Kupferkies wird von ihm parallel den (111) Flächen in blättrigen Aggregaten verdrängt, dabei entstehen gelegentlich myrmekeitähnliche Verwachsungen.

Tenorit entsteht bei der Verdrängung von Kupferkies, Fahlerz sowie Bourbonit und ist sehr feinkörnig sowie deutlich anisotrop. Meist bildet er mit Anglesit, Covellin und Brauneisen zusammen konzentrisch-schalige, komplizierte Zementationsbildungen, die die oben erwähnten Mineralien umsäumen.

Angleist verdrängt den Bleiglanz sowohl parallel den kristallographischen Richtungen als auch gesetzlos. Dabei lässt er die im Bleiglanzen enthaltenen Fahlerzeinschlüsse meist unversehrt stehen, so dass dann diese in ihrer alten, vom Bleiglanz bedingten Orientierung im Anglesit liegen.

Das häufigste der sekundären Mineralien ist zweifellos *Brauneisen*, das vorwiegend aus *Nadeleisenerz* und untergeordnet aus *Rubinglimmer* besteht. Es entsteht durch die Verwitterung von Pyrit, Eisenglanz, Markasit und Kupferkies, wobei die beiden ersteren zum Teil völlig pseudomorphosiert werden können.

Bei der Verdrängung des gelartigen Pyrits wechseln die nierigtraubigen Schalen von Nadeleisenerz und Rubinglimmer rhythmisch ab. Rubinglimmer sitzt zum Teil in und auf den Krusten von Nadeleisenerz in kompliziert gekrümmten Formen. Die radialstrahligen, zu den Schalenoberflächen senkrechten Kristallfasern, löschen undulös aus.

15. Gangarten

a) *Quarz*. — Weitaus überwiegender Inhalt der Arapdağ-Gänge ist der Quarz. Ausser bei der älteren Verkieselung, die die Turmalinisierung der ganzen Schlotfüllungen begleitet, tritt er hier in zwei deutlich unterscheidbaren Generationen auf.

Einen wesentlichen Teil des Ganginhaltes füllt *zelliger*, «*gehackter*» *Quarz*. Durch die Auslaugung der oxydierten Pyritaggregate bekam er das zerfressene,

gerippte Gefüge und wurde dabei oft braun gefärbt. Dieser sogenannte «gehackte» oder «zerhackte» Quarz, den auch HELKE (1938) von Goldlagerstätten des Karpathenbogens und MÜLLER-KAHLE (1962) aus El Salvador beschreiben, ist durch die Auslaugung des vergesellschafteten Schwerspats entstanden.

U.d.M. lassen sich fein- bis mikrokristalline, allotriomorphe Aggregate von Quarz beobachten. Dünne Quarzadern mit größeren Körnern setzen durch diese. Leisten von tafeligen Barytkristallen wachsen zum Teil leicht gebogen in die feinkörnige Grundmasse hinein. Der Quarz ist niemals rein; er kommt mit Serizit, Epidot, Turmalin (?), Hornblendemikrolithen und völlig verkieselten sowie kaolinisierten Feldspatrelikten zusammen vor.

Weisser bis rötlicher *Milchquarz* ist ebenfalls häufig und reiner als die vorhergehende Spielart. Er ist dicht, glasig ausgebildet und zeigt gelegentlich Pseudomorphosen nach Baryt.

Die bisher geschilderten Ausbildungen des Quarzes finden sich nur in den Gold-Quarzgängen und mit ihnen ist die Erzparagenese dieser Gänge eng vergesellschaftet (Abb. 7). Deswegen werden sie von mir als *ältere edelmetallführende Quarzgeneration* zusammengefasst. Das relative Alter der obigen Quarzgangarten dürfte etwa mit der Reihenfolge der Beschreibung übereinstimmen. Jedoch bestehen kontinuierliche Übergänge.

Chalcedonartiger Quarz bildet rundliche, gekrümmte, schalige Formen und ist gelb bis braun gefärbt. Die Schalen bestehen aus allotriomorphen, feinen Quarzkörnern oder rosettenförmigen, zu den Schalenoberflächen senkrecht stehenden Kristallstengeln. Gelegentlich ist der chalcedonartige Quarz mit Pyrit und Brauneisen imprägniert, wobei die Bänder in verschiedenen Graden vererzt wurden und so die Lagentextur sehr deutlich hervortreten lassen.

Kristalliner *Drusenquarz* kleidet Hohlräume aus, wobei stengelige, oft waserklare Kristalle senkrecht zu den Salbändern stehen. Sie können von Bruchteilen eines Millimeters bis zu 2-3 cm erreichen. Meist tritt zur Kluftmitte hin eine Kornvergröberung ein.

U.d.M. ist eine Grundmasse aus derb-hypidiomorphen, innig-verzahnten Körnern des Tiefquarzes zu beobachten. Oft lässt sich ein durch Schmutzspuren (z.B. H_2O und Gaseinschlüsse) verursachtes zonares Wachstum der undulös auslöschenden, grobkörnigen Aggregate feststellen.

Die beiden zuletzt beschriebenen Quarzvarietäten möchte ich unter der Bezeichnung *goldfreie jüngere Quarzgeneration* zusammenfassen, denn im Zusammenhang mit ihnen konnte keine Goldführung nachgewiesen werden.

b) *Schwerspat*. — Der Schwerspat begleitet sowohl die ältere als auch die jüngere Quarzgeneration der Arapdağ-Gänge. Er ist in Gestalt von Kristallen oder Aggregaten mit Quarz vergesellschaftet. Auf der gesamten Teufe dieser Gänge konnte Baryt nachgewiesen werden. Mit Sicherheit kann hier seine aszendente-hydrothermale Entstehung angenommen werden.

c) *Kalkspat*. — Auf den Arapdağ-Gängen kommt der Kalkspat nur sporadisch vor. Er ist jünger als der Quarz der jüngeren Generation und bildet

Überkrustungen desselben. Hier ist wahrscheinlich an eine deszendente Entstehung des Calcits zu denken. Es stimmt auch mit der Tatsache überein, dass es bei der hydrothermalen Umwandlung des Nebengesteins zu reichlicher Neubildung von Calcit auf Kosten des CaO-Gehaltes der Plagioklase kommt. Somit können die im Ganginhalt eingeschlossenen Nebengesteinsfragmente die sekundäre Bildung von Calcit verursacht haben.

In der Umgebung von Erzgängen des Karşıyakadistrikts traf ich auch derbspätige reine Calcit-Sideritgänge, die E-W-Richtungen verfolgen und 10 bis 20 cm Mächtigkeit sowie bis 10 m Länge erreichen. Sie können als die allerletzten erzfreien hydrothermalen Absätze oder als durch Lateralsekretion entstandene deszendente Kluftfüllungen gedeutet werden.

d) Eisenspat — Ausser dem vorher beschriebenen Vorkommen mit Kalkspat findet sich der Eisenspat als Drusenmineral «in mineralogischen Seltenheiten» in den Arapdağ-Gängen. Hier sitzt der Siderit dem jüngsten Quarz auf.

IV. 4.2. Die Blei-Silbererzgänge vom Sancaklı-Brunnen

1. *Bleiglanz*. — Wie schon erwähnt, sind diese Gänge völlig goldfrei. Hier sind die Zwickel zwischen idiomorphen Quarzkristallen mit derben Massen von Bleiglanz angefüllt.

U.d.M. enthält aber auch der Bleiglanz selbst Einschlüsse von idiomorphem Quarz. In diesem Bleiglanz sind keine Silberträger zu beobachten. Da jedoch die Probe 500 g/t Ag enthält, muss Silber im Bleiglanzkristallgitter eingebaut sein. Die Menge lässt sich als 0,23 % errechnen. Auch ZIMMER (1936) gibt aus den edlen Quarzformationen Freibergs die Zahl 0,2 % für den isomorphen Einbau des Silbers im Bleiglanz an.

2. *Pyrit*. — Als primäres Mineral tritt nur noch Pyrit auf, der in fein verteilten idiomorphen Körneraggregaten in der Gangart steckt.

3. *Sekundäre Mineralien*. — Sekundär treten *Anglesit*, *Cerussit* und *Brauneisen* auf, die sich in ihren Ausbildungsformen und Verdrängungsbildern von denen der Arapdağ-Vererzung nicht wesentlich unterscheiden. Das Brauneisen aus diesem Bleiglanz zeigt die von SMIRNON (1955) beschriebene charakteristische «gespaltene» gekästelte Textur.

4. *Gangarten*. — Den Ganginhalt bildet fast völlig wasserklarer *Drusenquarz*. Seine Ausbildungsform ist mit dem vom Arapdağ gleich, wobei hier meist grobe Körner auftreten (1-2 cm Kristallstengel). Auch der selten vorkommende *Baryt* weist die gleiche Ausbildungsform wie am Arapdağ auf.

IV. 4.3 Die Antimonglanzgänge vom Pilav tepe

1. *Antimonglanz* — Der Antimonglanz tritt nur in den Erzgängen vom Pilav tepe auf. Er findet sich dort in Gestalt kleiner (1 bis 2 cm Durchmesser) radialstrahliger Rosetten dicht mit Quarz verwachsen.

U.d.M bildet er allotriomorphe, fein- bis grobkörnige, innigverwachsene Aggregate, die undulös auslöschen. Zwillingsbildung nach (001) ist oft zu beobachten (Tf. IV, Foto 2). Das Erz zeigt keine Deformation der Körner, was auf ein junges Alter hinweist.

Er führt keine Au-Gehalte. Die chemisch nachgewiesenen 30 bis 60 g/t Ag-Gehalte sind auf die Mischungseigenschaften des Antimonits und des Silbers zurückzuführen.

Antimonit gehört zu der jüngsten Mineralisationsphase des Gebietes, wobei er mit den niedrigthermalen Drusenquarkristallen zusammen ausgeschieden wurde.

Längs der Spaltrisse wird der Antimonit vom Antimonocker verdrängt und in allen Formen von diesem pseudomorph abgebildet.

2. *Zinnober* — Selten werden der äusserste Rand der Antimonitrosetten (jetzt in Antimonocker umgewandelt) und die Klüfte in demselben von sehr dünnen, mikroskopischen Zinnoberhäutchen überkrustet.

3. *Pyrit* — Gelegentlich enthält dieses fast monomineralische Antimoniterz noch kleine idiomorphe Pyritkristalle, die auch fein in der Gangmasse verteilt sind.

4. Gangarten

- a) *Quarz* bildet wiederum den vorherrschenden Ganginhalt. Er ist hier als wasserklarer, kristalliner Drusenquarz vertreten, wobei seine Ausbildungsform der bisher beschriebenen vom Arapdağ und vom Sancaklı-Brunnen entspricht.
- b) Im Gegensatz zu den vorherigen Paragenesen tritt in den Antimonitgängen *Baryt* stärker hervor. Oft werden in diesem Bezirk Gangspalten nur von Baryt und Drusenquarz gefüllt. Gelegentlich enthalten die Kavernen solcher Gänge sogar nur Baryt. Nicht selten können die tafeligen Kristalle recht gross werden, wobei einzelne Individuen mit 3-4 cm Kantenlänge und 0,5 cm Tafeldicke beobachtet wurden.

IV. 5. ZONALE MINERALVERTEILUNG AUF DEN ERZGÄNGEN

IV. 5.1. Zonale Anordnung der Vererzung im Lagerstättenbezirk von Karşıyaka

In der annähernd E-W streichenden Vererzungszone nördlich von Karşıyaka sind die einzelnen unterschiedenen Vererzungstypen auch räumlich getrennt (vgl. Geol. Karte, Anlage I). Dabei ist die Goldführung *streng* an den Förderschlot gebunden. Das Nebeneinander einerseits der goldführenden (antimonitfreien) Paragenese des Arapdağ und andererseits der fast reinen Antimonit (goldfrei)-Paragenese des Pilav tepe sowie der wiederum fast reinen Bleiglanz (goldfrei)-Paragenese des Sancaklı-Brunnens sprechen für eine zonale Metallverteilung.

Die goldführende Mineralisation des Arapdağ-Gangzuges stellt die magmanächste Bildung unter den Vererzungstypen des Karşıyaka-Distrikts dar. Neben der Paragenese der Erzminerale ist kennzeichnend dafür das Vorherrschen von dichtem Gangquarz gegenüber dem jüngeren Drusenquarz und die metasomatische Kaolinisierung des Nebengesteins.

Einem höheren Erzstockwerke gehören die Antimonitgänge vom Pilav tepe und die Bleiglanzgänge vom Sancaklı-Brunnen an, die mit niedrig-thermalem Drusenquarz vergesellschaftet sind und keinerlei Kaolinisierung am Kontakt zeigen.

Nachdem Antimonit bereits im Paläozoikum Westanatoliens weit verbreitet zu sein scheint (nach mündlichen Mitteilungen von Prof. MAUCHER), besteht auch hier die Möglichkeit, dass er in den jungen Gängen nicht primär-hydrothermal zugeführt, sondern nur aus den alten Vererzungen mobilisiert ist.

Die Erzgänge nördlich von Karşıyaka haben relativ geringe streichende Erstreckung. Innerhalb der einzelnen kurzen Gänge konnte im Streichen kein gesetzmässiger zonaler Wechsel der Vererzung festgestellt werden. Die Goldführung der Arapdağ-Gänge kann ohne irgendeine Beziehung zum ganzen Gangsystem im Streichen plötzlich aus- und ebenso unvermittelt wieder einsetzen. Beim Aussetzen der Goldführung können entweder die übrigen Erzminerale unverändert weitergeführt werden oder der Gang kann restlos vertauben und nur noch an Hand der Gangarten verfolgbar sein. Es kann in diesem Falle *nicht* von Zonung gesprochen werden.

IV. 5.2 Primäre Teufenunterschiede

Primäre Teufenunterschiede konnten nur an dem Hauptgang des Arapdağ-Gangzuges studiert werden, da nur von diesem aus verschiedenen Teufen gewonnene Bohrkerne zur Verfügung standen. Um einen Überblick über die mengenmässige Verteilung der primären Erzminerale in Abhängigkeit von der Teufe zu bekommen, wurden an den Anschliffen des Ganges mit dem Zeiss-Integrationsokular und zum Teil mit dem Leitz-Integrationstisch quantitative Messungen durchgeführt. Da die Probeentnahmestellen durch die Abstände des Bohrungsnetzes (Abb. 8) bestimmt sind, können natürlich von einer solchen Messung keine sehr genauen Durchschnittsgehalte erwartet werden. Doch die ähnlichen Probenergebnisse einer relativ grossen Anzahl von Bohrungen (19 Stück) lassen annehmen, dass gewisse repräsentative Ergebnisse ermittelt werden konnten.

Während die quantitative Zusammensetzung in den allein untersuchten 160 m Teufe verschiedenen Schwankungen unterliegt, ist eine qualitative Änderung nur beim Arsenkies festzustellen. Arsenkies tritt erst 60 m unterhalb des Ausbisses auf, während die übrigen Erzminerale der Goldgänge sich auf der gesamten Teufe finden.

Der Pyritanteil nimmt mit der Teufe deutlich ab.

Die Menge an Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz, Markasit, Arsenkies vergrössert sich mit der Teufe.

Edle Silbererze, Bleisulfosalze, Bournonit, Hämatit bleiben im Bereich der untersuchten Teufen mengenmässig konstant.

Über die Verteilung der Au- und Ag-Gehalte auf dem Hauptgang vom Arapdağ gibt die folgende Tabelle eine Übersicht :

Tabelle 1

Teufe	Durchschnittsgehalte im gesamten unter- suchten Bereich			Optimale Zone			vereinzelte Reicherzanbrüche		
	Au g/t	Ag g/t	Au/Ag	Au g/t	Ag g/t	Au/Ag	Au g/t	Ag g/t	Au/Ag
E - W Ausbiss 260 - 310 m ü.N.N.	2,52	23,40	1 : 9	4,9	20,5	1 : 4	6,0	67,6	1 : 11
I. Bg. Niveau 200 - 260 m ü.N.N.	3,18	30,32	1 : 10	6,38	65,4	1 : 10	5,02	39,50	1 : 8
II. Bg. Niveau 150 - 160 m ü.N.N.	1,11	23,83	1 : 22	—	—	—	17,02	39,50	1 : 2
III. Bg. Niveau 80 m ü.N.N.	—	9,1	0 : 9	—	—	—	—	—	—

Aus der Tabelle 1 ist unverkennbar zu erschen, dass die Goldführung des Erzganges in der Tiefe vertaubt. Es besteht im allgemeinen eine annähernde Proportionalität zwischen der streichenden Länge und der Teufe. Die gesamte streichende Länge des obigen Ganges betrug 330 m, in die Tiefe war sein Goldgehalt bis 160 m zu verfolgen. Daraus ergibt sich das Verhältnis Teufe : Ausstrichlänge wie 1 : 2. Auch die dem Hauptgang parallelen kleinen Gänge, die mit zwei Bohrungen untersucht wurden, bestätigten mehr oder weniger diese Regel.

Sowohl die Gehalte an Au als auch an Ag nehmen erst mit der Tiefe leicht zu, nehmen nachher wieder ab und bleiben endlich in grösseren Teufen aus. Obwohl erzmikroskopisch keine Anreicherung der Edelmetalle in Zusammenhang mit sekundären Mineralien festzustellen ist, könnte man hier an die Möglichkeit der oxydativen Anreicherung denken.

Eine zusammenhängende optimale Zone (Bg. Nr. 1, 3, 15), die abbauwürdige Goldgehalte (≥ 5 g/t) führt, lässt sich unterscheiden. Ausserdem sind unregelmässige, vereinzelte Reicherzanbrüche festzustellen (Abb. 8). Die Gestalt und Ortsbedingtheit der Reicherzpartien kann durch Bohrungen nicht genau ermittelt

werden. Die Entstehung des Adels lässt sich nur schwer mit dem Wechsel des Einfallens oder mit der vertikalen sowie lateralen Verzweigung des Ganges in Zusammenhang bringen. Vielfach kann man feststellen, dass die Gangmächtigkeit und der Goldgehalt umgekehrt proportional zueinander sind. Doch auch hier findet man oft Ausnahmen.

IV. 5.3. Sekundäre Teufenunterschiede

Einen sekundären Teufen- unterschied sieht man am Hauptgang vom Arapdağ durch das Auftreten von Nadeleisenerz, Rubinglimmer, Anglesit, Tenorit, Covellin. Sie werden auf der gesamten untersuchten Teufe des Ganges angetroffen. Die Menge an Nadeleisenerz, Rubinglimmer, Anglesit und Tenorit nimmt mit der Tiefe ab. Der Covellingehalt vergrößert sich bis zum ersten Bohrungsniveau (60 - 70 m unterhalb des Ausstriches) und nimmt nachher ebenfalls ab.

Dass keine niveaubundene Grenze zwischen den Oxydationsmineralien und dem zementativen Covellin besteht, ist offensichtlich auf die starken Schwankungen des Grundwasserspiegels im Gebiet und auf die klüftige Beschaffenheit der Gang- und Nebengesteinsmasse zurückzuführen.

In Hinsicht auf die Au- und Ag-Führung konnte erzmikroskopisch keine ausgesprochene Anreicherung derselben in Zusammenhang mit Oxydations- und Zementationsmineralien festgestellt werden. Doch lassen Konzentrierung der alten Abbaue auf die stark limonitisierten Teile (zwischen Ausstrich und dem ersten Bohrungsniveau) sowie die petrologische Beschaffenheit der chemisch analysierten Proben eine gewisse Anreicherung des Goldes im Brauneisen annehmen. Es kann aber, was beim Gold eine altbekannte Tatsache ist, die Migration des Edelmetalls nur einige Meter betragen haben; denn an Stellen, wo kein primäres Gold vorhanden war, führt auch der Limonit keine Goldgehalte.

IV. 6. ZEITLICHE FOLGE DER MINERALBILDUNG

Bei der Beschreibung der einzelnen Mineralien wurde jeweils kurz auf die relativen Altersverhältnisse eingegangen. Zusammenfassend können wir im Lagerstättendistrikt von Karşıyaka drei zeitlich deutlich trennbare Erzparagenesen unterscheiden.

In der ersten Phase wurden Arsenkies und Pyrit als älteste Mineralien der Vererzungsparagenese des Arapdağ ausgeschieden. Sie führte offensichtlich keine Edelmetallgehalte, da nirgends Verwachsungsarten des Goldes mit Arsenkies beobachtet wurden, die auf eine gleichaltrige Entstehung hindeuten.

Die zweite Phase ist charakterisiert durch reichlichen Gehalt an Sulfiden sowie durch Goldführung. Das älteste Glied dieser Phase ist sicher Zinkblende, deren Fällung der ersten Phase unmittelbar folgte. Alle übrigen Komponenten (s. Tabelle 2) müssen etwa gleichzeitig miteinander abgesetzt worden sein. Die Ausscheidung des Elektrums muss über den ganzen Zeitintervall dieser Paragenese

erfolgt sein, da es sowohl mit älterer Zinkblende als auch mit den jüngeren Sulfiden gleichaltrige Verwachsungsbilder zeigt.

Die dritte Phase enthielt Lösungen, die frei von Gold waren und in räumlich deutlich trennbaren Gebieten zu reinen Bleiglanz- und Antimonitvererzungen führten. Als jüngste Komponenten dieser Phase dürfte wohl Zinnober zu bezeichnen sein, da er den Antimonit mit dünnen Häutchen überzieht.

Von den Gangarten lässt sich die goldführende Quarzgeneration vorwiegend mit der zweiten Mineralisationsphase des Arapdağ gleichstellen. Die Verdrängungsbilder des Arsenkieses durch Quarz deuten darauf hin, dass diese älteste Vererzungsphase vor der Kieselsäurezufuhr des ältesten Gangquarzes ausgeschieden wurde.

Die jüngere goldfreie Quarzgeneration bildet die Gangart der dritten Mineralisationsphase im Karşıyaka-Terrain.

Noch jünger als diese Quarzgeneration sind vermutlich die Calcit- und Sideritminerale. In Zusammenhang mit ihnen kam es zu keiner Erzmineralbildung.

In folgender Tabelle ist die Altersfolge der Erz- und Gangminerale zusammengefasst :

Tabelle 2

Primäre Erzminerale	Gangminerale	
A) Erste Vererzungsphase : Arsenkies, Pyrit		
B) zweite Vererzungsphase : Zinkblende I, Elektrum, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende II, Kupferkies, Sylvanit, edle Silberminerale, Bleisulfosalze, Markasit, Hämatit	«gehackter» Quarz Milchquarz	edelmetallführende Quarzgeneration
C) dritte Vererzungsphase : Bleiglanz, Pyrit, Antimonit, Zinnober (keine Au-Führung, wohl Ag-haltig)	chalcidonartiger Quarz kristalliner Drusenquarz Calcit, Siderit	goldsterile Quarzgeneration

IV. 7. GENETISCHE DEUTUNG DER VERERZUNGEN

Alle untersuchten Erzvorkommen des Karşıyaka-Distriktes sind Gänge, ihr Ganginhalt entstammt den azendenten, hydrothermalen Restlösungen des dazitischen Vulkanismus.

Da nirgends in den jüngeren Andesiten Vererzungskörper beobachtet, dagegen gelegentlich mitgenommene, in Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung verkieselte Dazituffblöcke festgestellt wurden, sind wir berechtigt, die Erzbildung für dieses Gebiet in die Endphase der dazitischen Extrusionen — vor die Epoche

des andesitischen Vulkanismus zu stellen. Somit kann das Alter dieser Vererzungen als Miozän fixiert werden. Auch vom Kartaldağ bei Çanakkale beschreibt MAUCHER (1962 a), dass die mit Goldzufuhr in enger Verbindung stehende Hauptsilifizierung des älteren Dazit es jünger als Andesit zu sein scheint.

Die Gold-Quarzgänge vom Arapdağ

Wie viele Goldlagerstätten ist auch das Vorkommen vom Arapdağ an miozäne intermediäre Vulkanite (Dazit) gebunden. Entlang E-W gerichteter Zerrungsspalten einer dazitischen Schlotbrekzienfüllung stiegen hier vorwiegend Hydrothermen empor, die im subvulkanischen bis vulkanischen Niveau ihre Metallgehalte ausschieden.

Die Lagerstätte des Arapdağ kennzeichnet sich besonders dadurch, dass hier der in den jungen, niedrigthermalen Goldvererzungen fehlende Turmalin auftritt. Wie aber bei der petrographischen Beschreibung der Gesteine bemerkt wurde, lassen sowohl die Vergesellschaftung als auch die Ausbildungsart dieses Minerals vermuten, dass dessen Entstehung hier eher ins hydrothermale Frühstadium, als, wie erfahrungsgemäss, ins pneumatolytische zu stellen ist. In diesem hydrothermalen Frühstadium (katathernal) kam es aber zu keiner Ausscheidung von Erzmineralien.

Erst wahrscheinlich im niedrigeren thermalen Bereich (mesothermal?) fand die Ausscheidung von Arsenkies und Pyrit — den ältesten Erzmineralien der Arapdağparagenese — statt.

Die zweite Mineralisationsphase der Arapdağ-Gänge, die die Hauptvererzung mit Goldführung brachte, ist wahrscheinlich ins epithermale Stadium einzuordnen. Folgende Überlegungen lassen auf einen niedrigthermalen Charakter dieser Paragenese schliessen.

Das ged. Gold dieser Gänge kommt als silberreiches Elektrum vor. Erfahrungsgemäss ist das primäre Mineral «gediegen Gold» umso silberreicher, aus je kühleren hydrothermalen Lösungen es ausgefällt wurde. Nach LINDGREN (1928) findet sich das blassgelbe, bis 50 % Ag führende Gold in epithermalen Lagerstätten, während das ged. Gold der mesothermalen Lagerstätten etwa 800 fein ist. Danach handelt es sich beim weiss bis gelblichen, sehr silberreichen Gold der Arapdağ-Gänge um ein Produkt des epithermalen Bildungsstadiums. Der Silbergehalt mit über 30 % geht aus den von RAMDOHR (1960) beschriebenen Farb- und Reflexionseigenschaften des Elektrums hervor.

Es wurden keine typomorphen, für Hochtemperaturen charakteristische Mineralien in dieser Phase festgestellt. Vielmehr wird die Paragenese von Mineralien, wie Bleisulfosalzen, edlen Silberträgern sowie gelartigem Pyrit, die ihren Hauptverbreitungsbereich im niedrigthermalen Stadium haben, beherrscht. Die Kupferkiesentmischungen in Zinkblende, die nach RAMDOHR (1960) auch in niedrigthermalen Lagerstätten auftreten, finden sich vorwiegend in der ältesten Zinkblendegeneration.

Andererseits schliesst auch die Vergesellschaftung mit Schwerspat hohe Temperaturen aus.

Ausgesprochen telethermale Mineralien wie Zinnober, Realgar u.a. fehlen den Arapdağ-Gängen ausser Chalcedon.

Auf Grund der obigen Beobachtungen ist für die goldführende Hauptsulfidparagenese der Arapdağ-Gänge ein Bildungstemperaturbereich zwischen etwa 200° und 100° anzunehmen.

Über das Erzbildungsniveau sind keine genaueren Angaben zu machen, da zur Abschätzung der von der Erosion abgetragenen Gebirgsdecke alle Kriterien fehlen. Die oft beobachtete überhastete Ausscheidung (impetuous dumping) der Mineralien weist aber hier auf relativ oberflächennahe Bildungen hin.

Die vorstehenden Ergebnisse sprechen für eine niedrigthermale Vererzung mit zwei Erzparagenesen, deren Glieder bei verschiedenen Temperatur- und Druckstadien entstanden. Es ist weiterhin festzustellen, dass diese Paragenesen einen Teufenunterschied in kurzer vertikaler Höhe erkennen lassen. Dies alles deutet auf ein Ineinanderschieben der Paragenesen der Arapdağ-Gänge — auf «telescoping» — das ja ein sehr charakteristisches Merkmal für junge niedrigthermale subvulkanisch-vulkanische Goldlagerstätten darstellt.

FERGUSON (1929) unterschied zwei Metallisationsepochen innerhalb der tertiären Vulkanite in Nevada :

- a) Miozäne, vorwiegend an Rhyolithe gebundene Silber-Gold-Lagerstätten (Comstock, Tonopah u.a.),
- b) mio-pliozäne, vorwiegend an Andesite gebundene Gold-Silber-Lagerstätten (Goldfield u.a.).

Das Gold der älteren Lagerstätten ist Elektrum und hat ein Gold-Silberverhältnis von 1 : 2 bis 1 : 50, wogegen in den jüngeren Vorkommen silberarmes, gelbes gediegen Gold mit einem Gold-Silberverhältnis 2 : 1 bis 3 : 1 auftritt.

Es bestehen grosse Analogien in Hinsicht auf das Vererzungsalter, das Gold-Silberverhältnis, die Spaltenzertrümerung, die Gangart, der Nebengesteinsverband sowie auf die primäre Mineralparagenese zwischen der ersten Gruppe der Goldlagerstätten von Nevada und dem Vorkommen vom Arapdağ. Auch HELKE (1938) konnte viele gemeinsame Eigenschaften zwischen den Gold-Silber-Lagerstättenprovinzen des Karpathenbogens und Nevadas feststellen. Diese Kongruenz der Verhältnisse kann sicher nicht auf Zufälle zurückgeführt werden. Sie bestätigt vielmehr die weltweite Übereinstimmung junger vulkanischer Goldlagerstätten.

Für die Zuordnung des Arapdağ-Vorkommens in eine Lagerstättenklassifikation eignet sich die kürzlich von MAUCHER (1962c) vorgeschlagene Einteilung am besten. *In Anlehnung an diese Klassifikation zähle ich jene Lagerstätte zu den «vulkanischen meso- bis epithermalen Mineralisationsgängen» der juvenil-simischen Folge.*

Die Bleiglanz- und Antimonitgänge

Diese goldfreien, aber wohl silberhaltigen Vererzungen wurden sicher bei noch niedrigeren Temperaturen als die Gold-Quarzgänge vom Arapdağ ausgeschieden. Denn stets sind sie mit niedrig-thermalen Drusenquarz vergesellschaftet. Ausserdem findet sich auf den Antimonitgänge vom Pilav tepe noch in sehr geringen Mengen Zinnober, der nach RAMDOHR (1960) auf sehr niedrige Bildungstemperaturen ($\sim 100^\circ$) hinweist. *So dürften bei der Bildung der erwähnten Gänge Temperaturen von etwa 100° geherrscht haben. Infolgedessen sind diese Vorkommen als «vulkanische, epi- bis telethermale Mineralisationsgänge» der juvenil-simischen Folge zu bezeichnen.*

IV. 8 DIE BERGBAULICHEN AUSSICHTEN DER VORKOMMEN

Bei den Bleiglanzgängen vom Sancaklı-Brunnen und den Antimonitgängen vom Pilav tepe handelt es sich um sehr kleine, wirtschaftlich uninteressante Vorkommen.

In den Arapdağ-Goldquarzgängen lassen sich mit Hilfe der zur Erschliessung niedergebrachten Bohrungen und Ausstrichbemusterungen etwa 100 000 t wahrscheinliche Erzvorräte mit Goldgehalten von selten mehr als 5 g/t nach der «Methode der Vielecke» errechnen. Dabei muss darauf hingewiesen werden, dass über die Hälfte der Erzreserve auf die Bohrungen Nr. 17 und 19 fallen. Da die Bohrungsabstände für ein solches absätziges Vorkommen sehr unregelmässig und relativ gross (40 bis 50 m weit im Streichen und 60 bis 100 m Hangentfernung, s. Abb. 8) gewählt sind, müssen diese errechneten Erzreserven mit Vorbehalt betrachtet werden. Sowohl diese geringen Erzvorräte bei den oben angegebenen niedrigen Goldgehalten von 5 g/t als auch die Tatsache, dass der Hauptgoldquarzgang vom Arapdağ in seiner Goldführung nach 160 m vertaubt, berechtigen uns vorläufig nicht, hier von einer bauwürdigen Lagerstätte zu sprechen.

Bei einer eventuellen späteren Verarbeitung der Arapdağ-Golderze sollte das Aufbereitungsverfahren so gewählt werden, dass auch die Gewinnung des in beträchtlichem Umfang enthaltenen Schlichgoldes (mikroskopisch unsichtbar) ermöglicht wird. Die Art des Auftretens von Silber, das sowohl isomorph im Bleiglanz als auch in Form von Silbermineralien auftritt, ist aufbereitungstechnisch besonders zu berücksichtigen.

V. ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet nördlich von Karşıyaka wurde zum ersten Male im Masstab 1 : 25 000 geologisch aufgenommen. Dabei wurde versucht, Stratigraphie, Vulkanismus und Tektonik zu klären sowie die darin vorkommenden Lagerstätten zu bearbeiten.

Die wichtigsten Ergebnisse im einzelnen sind :

Stratigraphie

- 1) Im Kartierungsgebiet sind epi-dynamometamorphe Glieder der variskischen Gebirge sowie durch Fossilien belegte oberkretazische und lithologisch dem datierten Neogen Westanatoliens analoge Sedimente aufgeschlossen.
- 2) Die in tektonischem Zusammenhang mit oberkretazischen Kalken auftretenden Phyllite, Grauwacken, Arkosen u.a., die im südlichen Anschlussgebiet als «oberkretazischen Flysch» bezeichnet wurden, erwiesen sich nach den mikroskopischen Untersuchungen, als paläozoische Gesteine.
- 3) Das Neogen besteht aus Süß- bis Brackwasserablagerungen, die in engem Bereich reichen Fazieswechsel aufweisen.

Petrographie

- 4) Es wurden drei zeitlich auseinanderliegende Perioden des jungtertiären Vulkanismus unterschieden: a) dazitischer Vulkanismus, b) andesitischer Vulkanismus, c) jüngste Andesitgänge.
- 5) In der Nachphase des dazitischen Vulkanismus führten kieselsäurereiche, hydrothermale Restlösungen zur Bildung von gangförmigen Vererzungen im Gebiete nördlich von Karşıyaka.
- 6) Der Anfang der jungtertiären vulkanischen Tätigkeit ist höchstwahrscheinlich ins Miozän zu stellen.
- 7) Sowohl die dazitischen als auch die andesitischen Gesteine zeigen eine weiträumige Propylitisierung, die unabhängig von der örtlichen Tektonik ist und in keinem Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung steht.
- 8) Dagegen ist die Albitisierung auf tektonisch gestörte Zonen beschränkt. Sie ist also auf die hydrothermale Einwirkung der Restlösungen in solchen vorgezeichneten Bereichen zurückzuführen.
- 9) Am unmittelbaren Kontakt der Gänge fand eine hydrothermale starke Verkieselung und im Arapdağ auch Kaolinisierung des Nebengesteins statt.
- 10) Es wurde eine Turmalinisierung der Schlotfüllungen in der Arapdağ-Region festgestellt, die in ihrer Ausbildungsart sowie Vergesellschaftung einen Sonderfall darstellt. Sie erfolgte vermutlich im hydrothermalen Frühstadium.
- 11) Nach der geotektonischen Stellung und geochemischen Zusammensetzung sind die Förderprodukte der Vulkanite juvenil-simischen Ursprungs. Jedoch weisen sie keinen Zusammenhang mit den tektonisch-magmatischen Zyklen STILLE's (1940) auf.

- 12) Die im Untersuchungsgebiet auftretenden sauren Glieder sind sicher Differentiate des juvenil-simischen Magmas, wobei die von den Anschlussgebieten beschriebenen oberkretazischen Ophiolithe als die ersten basischen Produkte dieses Magmas aufzufassen sind.

Tektonik

- 13) Das Grundgebirge des Untersuchungsgebietes ist variskisch stark gefaltet, wobei aber keine Deckenbildungen und weiträumigen Überschiebungen beobachtet werden.
- 14) Die oberkretazischen Bildungen zeigen dagegen einen germano- bis mediotypen Gebirgsbau, der durch Bruchfalten charakterisiert ist.
- 15) Die neogenen Ablagerungen werden nur von einer reinen Bruchtektonik beherrscht, die sich besonders in dem vulkanischen Decken stark bemerkbar macht.
- 16) Es ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen den Grossbruchlinien des Untersuchungsgebietes und den Zufuhrspalten der jungen Vulkanite festzustellen.
- 17) In Westanatolien besteht sicher eine kausale Verknüpfung zwischen dem frühen Aufdringen der mächtigen Vulkanitmassen und der darauffolgenden Bruchtektonik. Infolge dieser Bruchtektonik entstanden dann im Jungpliozän bis Altquartär jene überregionalen, generell E-W streichenden Grabenbrüche, die für diesen Teil Kleinasien charakteristisch sind.
- 18) Bei den statischen Kluftmessungen stimmen im allgemeinen die Maxima der Kluftdiagramme bereichsweise mit den vorherrschenden Grossbruchlinien sowie mit der B-Richtung der betreffenden Ausschnitte des paläozoischen Grundgebirges überein.
- 19) Die Gangspalten vom Arapdağ sind als echte tektonische Zerrungsspalten unter Normalspannungen zu deuten, die bei der schildförmigen Hebung des Untergrundes, in die Tiefe konvergierend, entstanden.
- 20) Für die jungtertiäre Tektonik des Gebietes wird eine «vulkanotektonische» Entstehung angenommen.

Lagerstätten

- 21) Im Lagerstättenbezirk nördlich von Karşıyaka sind drei räumlich deutlich trennbare Vererzungen zu unterscheiden. Die Gold-Quarzgänge stehen in Schlotfüllungen des dazitischen Vulkanismus, während die Antimonit- und die Bleiglanzgänge ausserhalb desselben auftreten. Alle sind auf derselben annähernd E-W streichenden Gangzone aufgereiht. Sie sind jünger als die dazitischen, aber älter als die andesitischen Förderprodukte.

- 22) Sie stellen alle typische Vertreter der jungen vulkanischen Spaltenfüllungen der juvenil-simischen Folge dar.
 - 23) Die Gold-Quarzgänge vom Arapdağ sind meso- bis epithermal entstanden.
 - 24) Dagegen repräsentieren die Bleiglanzgänge vom Sancaklı-Brunnen und die Antimonitgänge vom Pilav tepe epi- bis telethermale Vererzungen.
 - 25) Es wurde festgestellt, dass die Gold-Quarzgänge vom Arapdağ zwei zeitlich trennbare Mineralisationsphasen aufweisen.
 - 26) In kurzem Vertikalabstand (160 m) tritt bei diesen Arapdağ-Paragenesen ein deutlicher primärer Teufenunterschied auf (telescoping).
 - 27) Es wurden in vieler Hinsicht gemeinsame Eigenschaften zwischen der Goldlagerstätte vom Arapdağ und den Goldlagerstätten von Nevada und vom Karpatenbogen festgestellt. Sie deuten auf weltweite, übereinstimmende Charakteristika der jungen vulkanischen Goldlagerstätten hin.
-

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- AKARTUNA, M. (1962) : On the geology of İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urfa district. *Bull. M.T.A.*, Nr. 59, Ankara.
- ATABEK, S. (1941) : 31 Mart 1928 ve 22 Eylül 1939 senelerinde İzmir'de vuku bulan zelzeleler hakkında tetkikat. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, Nr. 1249, Ankara.
- BARTH, T.F.W.; CORRENS, C.W. & ESKOLA, P. (1939) : Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BELJANKIN, D.S. & PETROW, W.P. (1954) : Kristalloptik. *Verlag Technik*, Berlin.
- BLUMENTHAL, M.M. (1946) : Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. *Ecl. Geol. Helv.*, 39, H. 2, Basel.
- BORCHERT, H. (1930) : Beiträge zur Kenntnis der Tellurerze. *N. Jb. f. Min. Geol. u. Paläont. Beil.*, Bd. 61, Abtl. A., Stuttgart.
- (1951) : Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdkruste. *Geol. Rdsch.*, 39, Stuttgart.
- (1960) : Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. *Geol. Rdsch.*, 50, Stuttgart.
- CANET, J. & JAOUL, P. (1946) : Rapport sur la géologie de la région située entre Manisa - Aydın - Kula - Gördes. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, Nr. 2068, Ankara.
- CHAPUT, E. (1936) : Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. *Mém. Inst. Français d'Archéologie de Stamboul*, I, Paris.
- & HAKKI, İ. (1930) : Recherches sur la structure de la région de Smyrne. *Pub. Inst. Géog. Univ. Stamboul*, No. 1, İstanbul.
- CHUDOBA, K. (1932) : Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. *Schweizerbart*, Stuttgart.
- CLOOS, H. (1939) : Hebung - Spaltung - Vulkanismus. *Geol. Rdsch.*, 30, Zw. H. 4. A, Stuttgart.
- FERGUSON, H.G. (1929) : The mining districts of Nevada. *Econ. Geol.*, 24, New Haven.
- HAMILTON, J.W. & STRICKLAND, H.E. (1841) : On the geology of the western part of Asia Minor. *Trans. Geol. Soc. London*, 2 ser., VI.
- HELKE, A. (1933) : Beiträge zur Kenntnis der Goldquarzgänge am Ungarberge und am Ferice bei Stanija im Siebenbürgischen Erzgebirge (Rumänien). *Diss., Min. u. petrogr. Mitt.*, 44, Leipzig.
- (1938) : Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Arch. Lagerstättenforsch.*, 66, Berlin.
- HOENES, D. (1955) : Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde (aus *Handbuch der Mikroskopie in der Technik* v. H. FREUND, Bd. IV, Teil 1, Frankfurt/Main).

- KAADEN, G. v.d. (1959) : Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia - Turkey. *Bull. M.T.A.*, Nr. 52 Ankara.
- KALAFATÇIOĞLU, A. (1961) : A geological study in the Karaburun Peninsula. *Bull. M.T.A.*, Nr. 56, Ankara.
- KETİN, İ. (1959) : The orogenic evolution of Turkey. *Bull. M.T.A.*, Nr. 53, Ankara.
- (1960) : Notice explicative de la carte tectonique de la Turquie au 1/2 500 000^e. *Bull. M.T.A.*, Nr. 54, Ankara.
- KLEINSORGE, H. (1941) : Zur Geologie der Umgebung des Braunkohlenvorkommens von Soma, Vilâyet Manisa, Türkei. *Veröffentl. M.T.A.*, Nr. 5, Serie A, Ankara.
- LEUCHS, K. (1943) : Der Bauplan von Anatolien. *N. Jb. f. Min. Geol. u. Paläont. M.H.*, Abt. B, Stuttgart.
- LINDGREN, W. (1928) : Mineral Deposits. *McGraw-Hill*, New York.
- MAUCHER, A. (1939) : Über die Kieslagerstätte der Grube «Bayerland» bei Waldsassen in der Oberpfalz. *Z. angew. Min.*, Bd. 11, H. 2, Berlin.
- (1962 a) : Bericht über Goldvorkommen bei Çanakkale. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, Ankara.
- (1962 b) : Bericht über den Besuch des Goldvorkommens am Arapdağ bei Alucra köyü, nördlich İzmir - Karşıyaka. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, Ankara.
- (1962 c) : Die Lagerstätten des Urans. *Die Wissenschaft*, Bd. 119, *Friedr. Vieweg & Sohn*, Braunschweig.
- METZ, K. (1957) : Lehrbuch der tektonischen Geologie. *Ferd. Enke*, Stuttgart.
- MOLLY, E.W. (1956) : Un gisement aurifère à proximité de Smyrne. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, No. 2464, Ankara.
- MÜLLER-KAHLE, E. (1962) : Die Lagerstätte der Grube Montecristo, El Salvador und ihr geologischer Rahmen. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, Bd. 115, Stuttgart.
- NEBERT, K. (1960) : Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitführenden Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı. *Bull. M.T.A.*, Nr. 54, Ankara.
- (1961 a) : Das anatolische Orogen vom Standpunkt der Undationstheorie. *Bull. M.T.A.*, Nr. 56, Ankara.
- (1961 b) : Zur Kenntnis des Neogenen Vulkanismus im Raume westlich von Gördes (Westanatolien). *Bull. M.T.A.*, Nr. 57 Ankara.
- NIGGLI, P. & NIGGLI, E. (1948) : Gesteine und Minerallagerstätten, 1. Bd. - Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. *Birkhäuser*, Basel.
- OPPENHEIM, P. (1918) : Das Neogen in Kleinasien. *Z.d.D. Geol. Ges.*, Bd. 70, Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1939) : Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. *Z.d.D. Geol. Ges.*, Bd. 91, Stuttgart.
- PENCK, W. (1918) : Die tektonischen Grundzüge Westanatoliens. *J. Engelhorns*, Stuttgart.
- PINAR, N. & LAHN, E. (1955) : Anadolu'nun tektoniği hakkında yeni müşahede ve düşünceler. *IX. Meslek Haf. Konf., Türk Coğr. Kurumu Yay.*, No. 2, İstanbul.
- PHILIPPSON, A. (1918) : Kleinasien. *Handb. der reg. Geologie*, H. 22, Heidelberg.
- RAMDOHR, P. (1932) : Die Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Corbach. *Abh. z. Prakt. Geol.*, Halle (Saale).
- (1960) : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie Verlag*, Berlin.

- RITTMANN, A. (1929) : Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmungen mit Hilfe des Theodolithes. *Scheiw. min. petr. Mittl.*, 9, Zürich.
- (1960) : Die Vulkane und ihre Tätigkeit, *Ferd. Enke Verlag*, Stuttgart.
- RONNER, F. (1962) : Der Einbruch der Ova Sandıklı - Junge Tektonik und vulkanische Erscheinungen. *Bull. M.T.A.*, Nr. 59, Ankara.
- ROSENBUSCH, H. & WÜLFING, E.A. (1927) : Mikroskopische Physiographie, I. Bd., 2. Hälfte. Spezieller Teil von O. MÜGGE. *Schweizerbart*, Stuttgart.
- SALAMON-CALVI, W. (1941) : İzmir zelzeleleri hakkında muhtıra. *Unveröffentl. Ber.* Nr. 1247, *M.T.A.*, Ankara.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941) : Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Band I. *Gustav Fischer*, Jena.
- (1955) : Erzlagerstätten. *Gustav Fischer*, Stuttgart.
- SCHUMACHER, F. (1912) : Die Golderzlagerstätten und das Braunkohlenvorkommen der Rudauer Zwölf-Apostel-Gewerkschaft zu Brad in Siebenbürgen. *Z. prakt. Geol.*, 20, Berlin.
- SMIRNOW, S.S. (1954) : Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. *Akademie Verlag*, Berlin.
- SPURR, J.E. (1923) : The ore magmas. *McGraw-Hill*, New York.
- STILLE, H. (1940) : Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. 4 - 23. *Preuss. Akad. d. Wiss. Math. -Nat. Kl.*, Nr. 19, Berlin.
- (1950) : Der «subsequente» Magmatismus. *Abh. z. Geotektonik*, Nr. 3, *geotek. Inst. d. Akad.*, Berlin.
- TCHIHATCHEFF, P. de (1887) : Kleinasien. Mit geologischer Karte, Leipzig. .
- TRÖGER, W. E. (1935) : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Verlag d. deutsch. Mineral. Ges.*, Berlin.
- (1955) : Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien. (Aus Handbuch der Mikroskopie in der Technik v. H. FREUND, Bd. IV. 1, Frankfurt/Main).
- (1959) : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Teil 1. Bestimmungstabellen. *Schweizerbart*, Stuttgart.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960) : Igneous and metamorphic petrology. *McGraw-Hill*, New York.
- WEINSCHENK, K. E. (1915) : Die gesteinsbildenden Mineralien. *Herdersche Verlagshandlung*, Freiburg.
- WEISS, E. (1896) : Rapport sur le gisement d'or près de Smyrne. *Unveröffentl. Ber. M.T.A.*, no. 1434, Ankara.
- ZEIL, W. (1960) : Zur Geologie der nordchilenischen Kordilleren. *Geol. Rdsch.*, 50, Stuttgart.
- ZIMMER, E. (1936) : Beiträge zur Kenntnis der edlen Quarzformation Freibergs unter besonderer Berücksichtigung der Silberträger. *Min. u. Pet. Mittl.*, Bd. 47, H. 4-5, Leipzig.

LEBENS LAUF

Am 1. Februar 1935 wurde ich, Osman Özcan Dora, als Sohn des verstorbenen Landwirts Nuri Dora und seiner Ehefrau Emine, geb. Yücel, in Yenipazar/Türkei geboren.

Von 1942 bis 1947 besuchte ich die Volksschule in Yenipazar und von 1947 bis 1950 die Mittelschule in Denizli. Anschliessend trat ich in das Gymnasium in Aydın ein, an dem ich im Juni 1954 meine Reifeprüfung ablegte.

Im Wintersemester 1954/55 war ich an der Technischen Universität İstanbul immatrikuliert. Während dieser Zeit erhielt ich durch das M.T.A. Institut (Staatliches Lagerstättenforschungsinstitut der Türkei) die Möglichkeit, in Deutschland Geologie zu studieren.

Nach sechsmonatigem Besuch des Spracheninstituts (Goethe-Institut. für Ausländer in Murnau/Obb.) begann ich das Geologiestudium im Sommersemester 1956 in Bonn, wo ich im Juli 1958 die Diplom-Vorprüfung für Geologen ablegte.

Im Wintersemester 1958/59 wechselte ich nach München über. Am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie, unter Leitung von Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER, fertigte ich meine Diplomarbeit an «Beiträge zur Geologie des Göreletals nordöstlich von Çanakçı (ostpontisches Gebirge)» und unterzog mich im Juli 1961 der Diplom-Geologen-Prüfung.

Auf Anregung von Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER wählte ich das Thema «Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Yamanlar-Gebirge nördlich von Karşıyaka (Westanatolien)» als Dissertation, mit deren Ausarbeitung ich seither am genannten Institut beschäftigt war.

Meine akademischen Lehrer waren

in Bonn: W. BIERTHER, R. BRINKMANN, R. DANNEEL, H. GERTH, B. HELFERICH, R. LEHMENSICK, A. NEUHAUS, W. PAUL, W. RIEZLER, W. SCHUMACHER;

in München: G. ANGENHEISTER, R. DEHM, G. FISCHER, H. HAGN, E. KRAUS, A. MAUCHER, G. MENZER, F. NEUMAIER, H.J. SCHNEIDER, W. ZEIL.

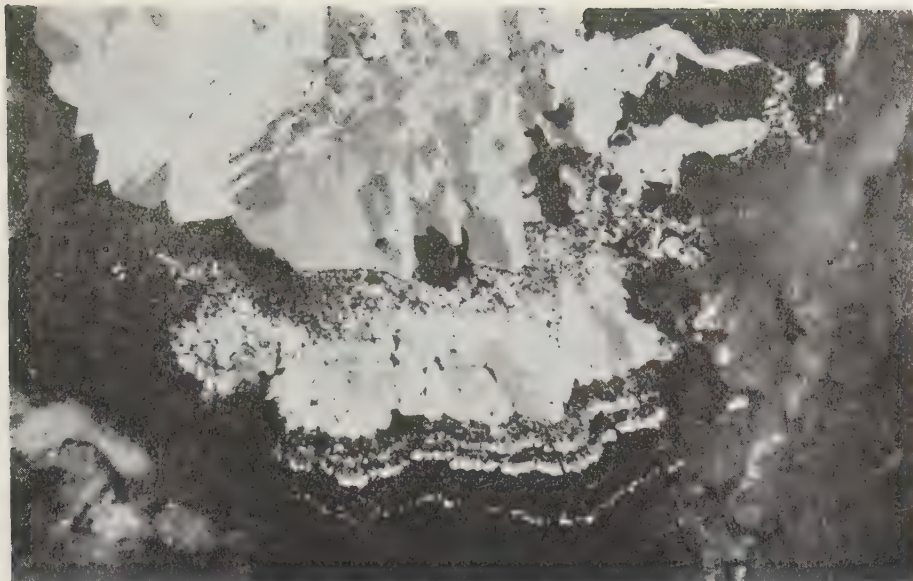


Foto 1 — Markasit mit Gelstrukturen. Zum Teil verzwilligte Individuen stehen senkrecht auf den Schalenoberflächen. Arapdag, Anschliff, 125 x, N x.

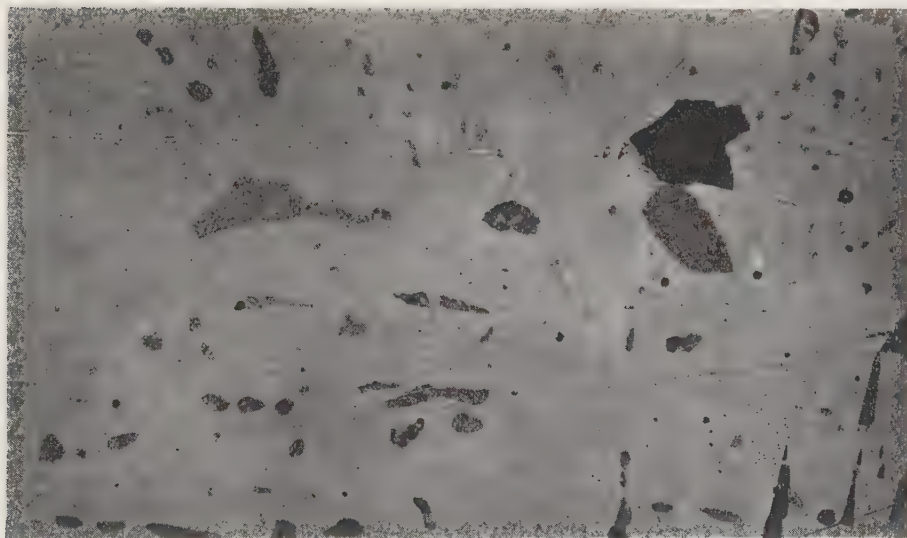


Foto 2 — Verschiedene Einschlüsse im Bleiglanz (grauweiss). Die dunkelgrauen Einschlüsse besonders untere linke Bildhälfte Rotgültigerz, das mittelgraue grosse Korn unterhalb des Ausbruches Freibergit, die übrigen hellgrauen Einschlüsse Bournonit. Letztere werden von Tenorit (s. das Korn in der Bildmitte) verdrängt. Arapdag, Anschliff 250 x, N //.



Foto 1 — Orientierte Anlagerung von Elektrum (weiss) an einem Pyritkristall (grau-weiss). Zum Teil werden die winzigen Elektrumkörner von Pyrit umschlossen. Kupferkies (hellgrau), Gangart (dunkelgrau). Arapdağ, Anschliff, 630 x, N//.

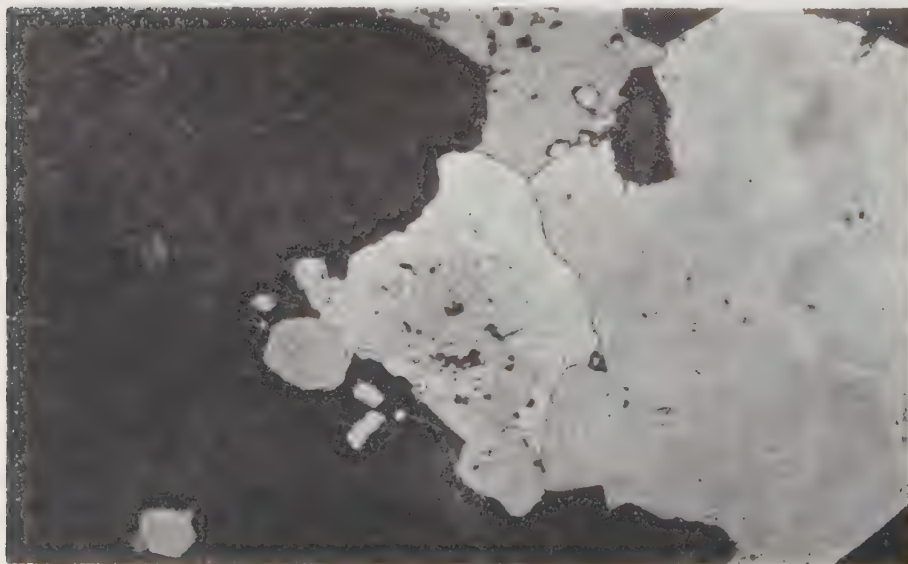


Foto 2 — Elektrum (weiss) verdrängt Pyrit (hellgrau). Kupferkies (grau), Gangart (dunkelgrau). Arapdağ, Anschliff, 630 x, N//.

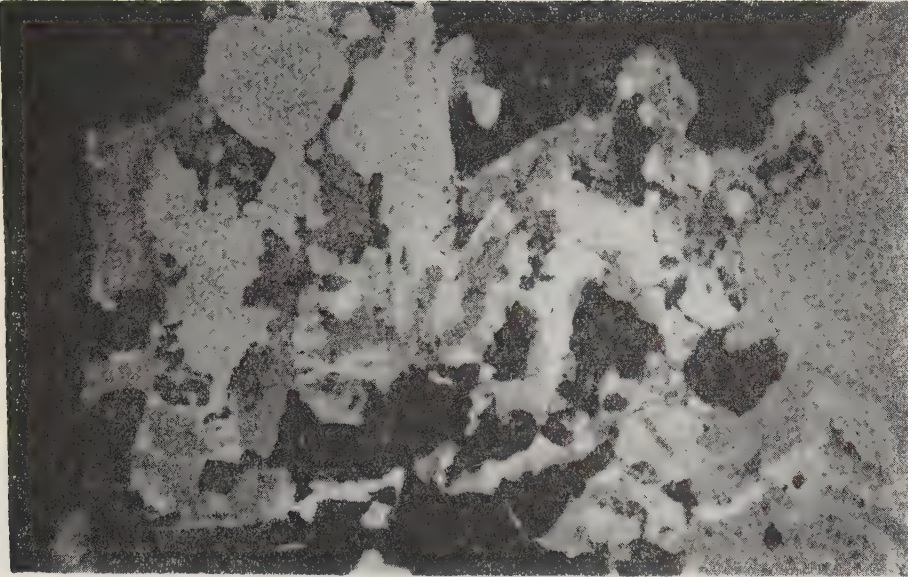


Foto 1 — Elektrumkörner (weiss) auf der Grenze gegen Arsenkies (grauweiss), der durch Kupferkies (hellgrau) verdrängt wird. Pyrit (grauweiss) idiomorph, Gangart (schwarz). Arapdağ, Anschliff, 630 x, N//.

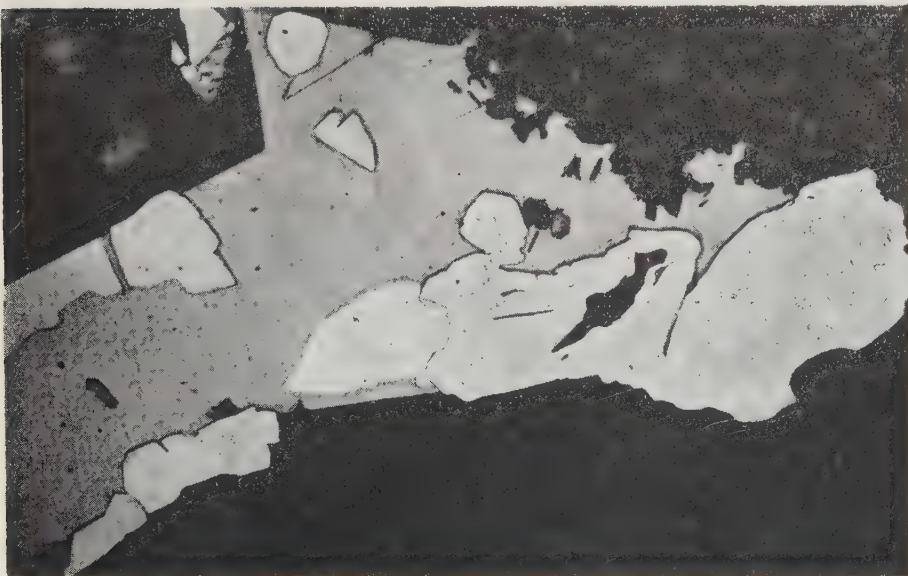


Foto 2 — Elektrumkorn (weiss) an der Grenze Pyrit (grauweiss) und dem jüngeren Bleiglanz (hellgrau), Gangart (schwarz). Arapdağ, Anschliff, 1250 x Öl, N//.



Foto 1 — Elektrum (weiss) vergesellschaftet mit Kupferkies (grauweiss) und Fahlerz (grau) sowie skelettartige Verwachsung mit Gangart (schwarz). Idiomorphes Mineral Pyrit (hellgrauweiss). Arapdağ, Anschliff 250 x, N //.

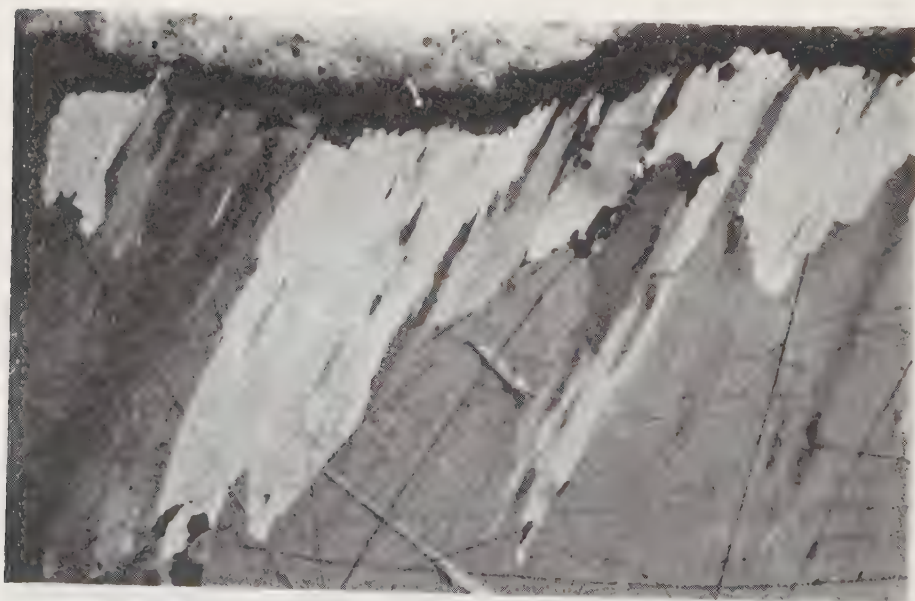


Foto 2 — Ausschnitt aus grösserem Antimonitkristall, der entlang den Kanten parallel (001) zwillinglamelliert ist. Gangart (Quarz) mit starken Innenreflexen. Pilay tepe, Anschliff, 125 x, N ×.

ANLAGEN

A N L A G E N

1. Geologische Karte des Gebietes nördlich von Karşıyaka
2. Profilblatt zur geologischen Karte des Gebietes nördlich von Karşıyaka
3. Geologische Karte der Goldquarzgänge vom Arapdağ

GEOLOGIS

67

66

65

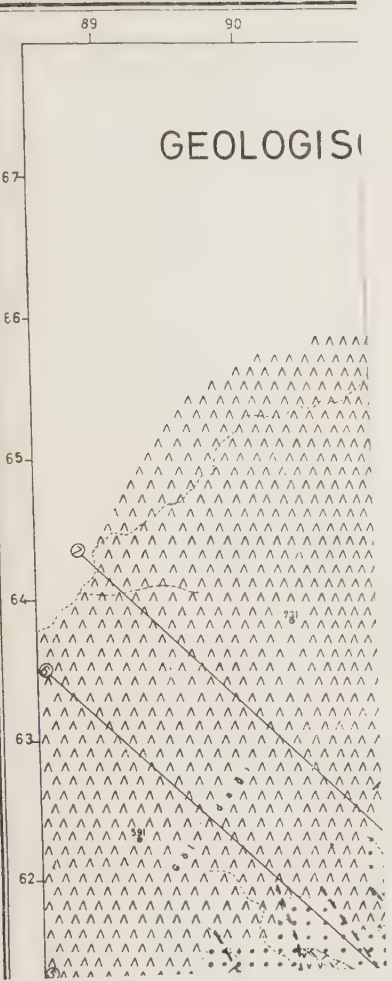
64

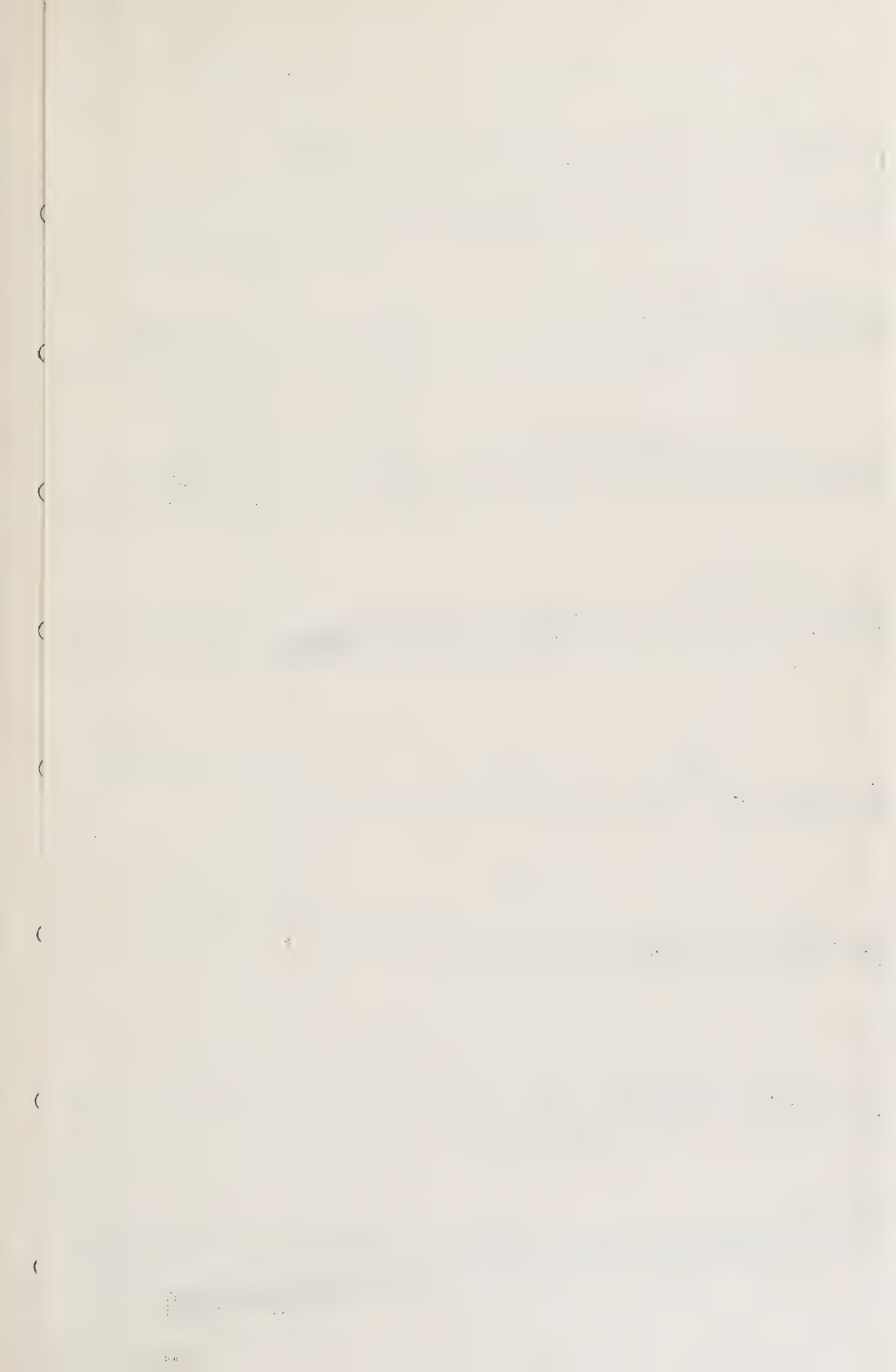
63

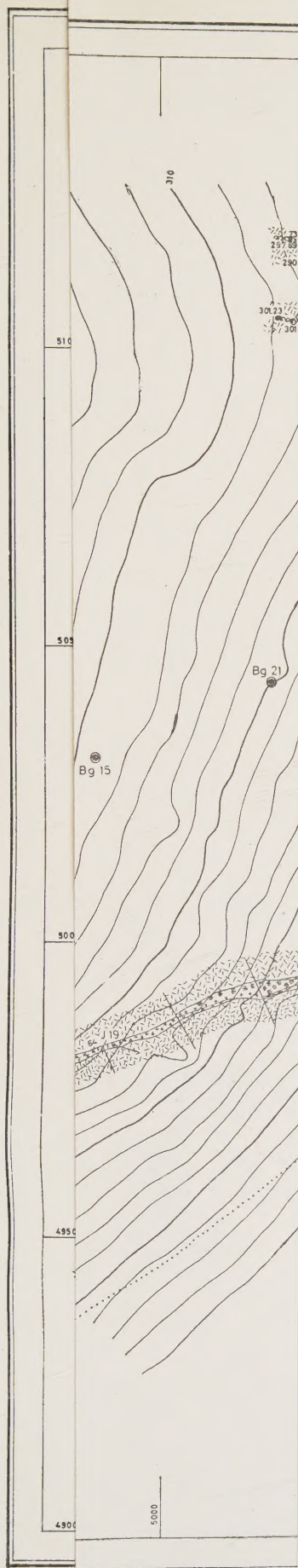
62

89

90







M.T.A. ENSTİTÜSÜ
Matbaası - Ankara